

岩石鉱物鉱床学会誌

第45巻 第5号

昭和36年(1961)5月5日

研 究 報 文

花崗岩接触部における放射能分布ならびに元素について	{初西	田村	甚一郎
東北裏日本グリンタフ地域の基盤花崗岩質岩石	宮	城	進男
壱岐島の所謂“石英玄武岩”類	応	地	善雄
松尾鉱山産鉄蛋白石に就いて	鈴	木	敏明
磁器素地中のムライト	{大中	森島	啓一

会 報

会員動静, 評議員会記事, 会費納入の件, 投稿規定, 本会役員

抄 録

鉱物学及び結晶学	轟石の新産出	他5件
岩石学及び火山学	スケルガード貫入岩体の主成分元素	他9件
金属鉱床学	Alaska Juneau 金鉱床	他3件
石油鉱床学	石油生成の化学的一面	他1件

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

会 報

会員動静〔転勤及び転居〕西沢徳雄（東京都港区芝新橋 5 の 12 住友金属鉾山株式会社鉾山部），郷原範造（埼玉県与野市上落合高谷橋 259 の 1），金子寛（島根県平田市河下町 昭和鉾業株式会社鰐淵鉾業所），増淵賢吉（東京都港区芝新橋 5 の 12，住友金属鉾山株式会社鉾山部），秋元善智（青森県北津軽郡鶴田町大字廻堰 五所川原高校水元分校），小林誠（東京都練馬区大泉学園町 558 セコニック株式会社社会社寮），斎藤不二男（芦屋市精道町 96 土質調査所芦屋寮），長川雅昭（東京都武蔵野市関前 10 鉄興社中央研究所独身寮），中島剛（名古屋市中昭和区狭間町 15），加藤祐三（岩手県岩手郡松尾鉾山自修寮），吉岡隆（東京都港区芝三田功運町 1 日本セメント三田寮），小玉則雄（長岡市長町長岡ビル一階 3 号），平山晴彦（日立市宮田町 日本鉾業株式会社日立鉾業所），渡辺亨（東京都千代田区平河町 2 の 6 帝国石油株式会社探鉾部地質課），池島柳一（東京都新宿区戸塚町 1 の 567）

評議員会記事 昭和 36 年 4 月 5 日（水）正午より東京大学理学部地質教室小藤記念室に於て，本年度第 2 回の評議員会が開催された。

出席者 河野会長，牛島，加藤，柴田，鈴木，末野，竹内，八木，吉沢，渡辺各評議員，
（委任状 石川，上田，大森，兼子，斎藤，千藤，富田，根本，原田，早川，
待場，吉村，各評議員）

報告事項

牛島，竹内，大森（代加藤），八木各常任評議員より会計，編集，会員，行事に関して夫々報告がなされた。

審議事項

1. 会員入退会の件 正会員入会 6 名，購読会員入会 1 名，特別会員入会 1 名，正会員退会 6 名が承認された。
2. 総会行事の件 昭和 36 年度総会は昭和 37 年 1 月 19 日（金）開催し，引続いて特別講演，個人講演，懇親会を行うことに決定した。
3. 会則変更の件 本会々則第 5，6，10，12，18 条の一部変更の件が審議された。
4. その他本年 10 月秋田市及び北海道で開催予定の関連学会に本会も参加することが決定された。

会費納入の件 本年度会費 1,000 円（但し，大学院学生を除く学生会員は本年度に限り 500 円）を未納の方は本会（振替仙台 8825 番）宛至急お納め下さい。昨年度以前の未納分は曩に直接お知らせしましたが，特に多額に滞納されている方は，至急お納め下さらないと，会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

研 究 報 文

花崗岩接触部における放射能分布ならびに元素の分布について

Variations in radioactivity and chemical elements
across igneous contacts

初 田 甚一郎 (Zinichiro Hatuda)*
西 村 進 (Susumu Nishimura)*

Abstract : The contacts resulting from the intrusion of granitic materials into various rocks show large variations in chemical composition and alpha-activity along a traverse normal to the contact boundary. Trials of 167 sites of granite contacts have revealed that the alpha-activity variations have been found not only in wall rocks but also in intrusive rocks, and those in the latter are more conspicuous than in the former. The shapes of variation in invading rock are tentatively classified into five types. On the other hand, studies of these variations by the analyses of closely spaced samples using semi-quantitative spectrographical method and by measurements of beta-activity have been described. The results obtained by spectrographical method indicate that across the contact of the shallow intrusive, the increase of volatile matter within the invading rock with decreasing distance from the boundary is conspicuous, but across the contact of deeper intrusive, the distributions of volatile matters are obscure, that is, distributions of all of the minor elements are averaged when high temperature and concentration gradients prevailed. No remarkable variations in beta-activity distribution have been found across contacts in spite of the large variations in alpha-activity distributions.

1. 緒 言

筆者らは 1955 年頃より花崗岩接触部の放射能分布を研究し、接触部を横切る線上の放射線強度分布が岩体により非常に異なることを発見し、これは接触機構の解明に示唆を与えることを指摘した¹⁾。現在までに測定を終った個所は 167 地点で、本州・四国・九州の各地にわたる。今回それらの結果を総括し、かつ、代表的試料について β 線放射能測定および分光分析を行なった結果などとも関連した考察を行つた。ここに発表する。

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室

花崗岩接触部における放射性元素、その他の元素の分布は、それら元素自体の化学的・物理的性質によつてはもとより、さらに、つぎのような環境条件によつて支配される。すなわち、1) 現在の花崗岩が貫入したときの熔融の程度、2) 貫入した深さ、すなわち、貫入した位置の圧力・温度、また、貫入時の花崗岩体の温度・圧力と周囲の温度・圧力の差、3) 貫入した花崗岩体の大きさ、4) 最初貫入した花崗岩体と周囲の岩石との化学成分の違い、5) 貫入花崗岩体中の揮発性成分の含有量、などである。

花崗岩接触部の化学成分の変化については、Dennen²⁾ が 1951 年分光分析によつて得た主要成分 (Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K) の分布の結果を発表したが、筆者らはこれと違つて主に放射性元素と他の稀元素含有量の分布の観点から取り組もうとしている。

この発表は、三つの部分よりなり、第一部は放射能分布、第二部は分光分析による元素の分布、第三部はそれらについての岩石学的問題点の提供を主としている。

本実験に用いた主要な器械ならびに装置は、KH型ローリツェン電位計、名古屋工業技術試験所の低バックグラウンド・ガスフロー・カウンター、Jarrell Ash Co. 製 3.4m 平面回折格子分光分析器およびマイクロフォトメーターである。ここにこの実験に関してたまわつた名古屋工業技術試験所第四部森田清課長、榎本茂正技官両氏の甚大なる御協力・御援助に対し深く感謝の意を表する。

2. 花崗岩接触部における放射能分布

(1) α 線を主とした放射能分布

測定方法 試料の採集は、接触面に出来る限り直交した線上で、接触面に近い程間隔をせまく、離れるに従つて間隔を拡げて行なつた。すなわち、通常は、接触面より花崗岩・母岩の両方向に 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 1, 2, 3, 5, 7, 10m というように点を選び、試料を採集した。また、この採集法の適否をしらべる意味も兼ねて、次節以下の実験に供するために花崗岩・母岩の両者にわたつて境界面より 10m までを 10cm おきに試料を採集したが、 α 線を主とした放射能分布では、前記の試料採集方法によるものと殆ど違わない傾向を得たので、特に厳密を要する場合以外には前者の方法で差支えないと思われる。

測定には約 150g の試料が 28 メツシュを通過するまで粉碎し (粒度の問題については文献 1. 参照)、そのうち 60g を用いた。

測定装置は第 1 図に示したようなもので、初田の設計・製作による KH 型ローリツェン電位計である。性能試験の結果 (文献 1, 2, 3, 参照) 花崗岩では第 2 図の様にこの器械で測られる放射能 (指標の移動速度として測られる) は、 α 線の電離に基づく部分が β 線の電離に基づく部分の約 8 倍、堆積岩でも約 4 倍で、 γ 線によるものはほとんど測定誤差の範囲内になることがわかつた。したがつて、 α 線のしやへい用スクリーンなしで測定したときの放射能は主として α 線によるものと考えてよい。

測定結果 167 測線の測定結果では、もちろん全般的にみて放射能は母岩の方が花崗岩よりも低い、 α 線を主とした放射能分布曲線は次の五つの型に分類される (第 3 図)。

第 I 型、放射能分布曲線は母岩中では花崗岩中よりも低く、また変化も小さいが、境界面の近くで小さな山と谷を作る。花崗岩に入つて急に放射能が著く増大して 20cm 附近

に著しいピークを作り、これより減少して約 2m の位置で放射能の谷を作り、再び約 4~5m の位置で二番目の山を作る。その後次第に一定値におちついて行くが、その値は他の型の放射能分布曲線を示す花崗岩のそれよりも一般に高い。典型的な場合には、接触部に 20cm ほど急冷層と思われる細粒の部分があり岩体内部では粗粒になる。またこの型の花崗岩はペグマタイトをよく伴なう。この型の放射能分布は田ノ上(滋賀県)岩体西部、比良(滋賀県)岩体、玉野(岡山県)岩体などの接触部にみられる。

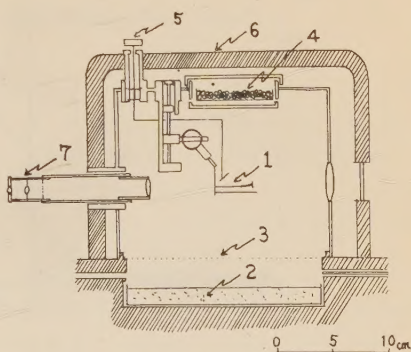
第 I' 型、第 I 型によく似ているが第一の山と第二の山の間隔がせま

く全体的に低い放射能分布を示す。この型には御池(滋賀県)岩体、日田(福岡県)岩体が属する。

第 II 型 全般的に第 I 型よりも放射能は低く、母岩中で接触面より約 1m 手前から放射能が強くなり、花崗岩の中に入ってからひきつづき増加の傾向をとり、約 2m 附近で山を作る型で第 I 型のように境界面近くの著しいピークや 2m 附近の極小はない。

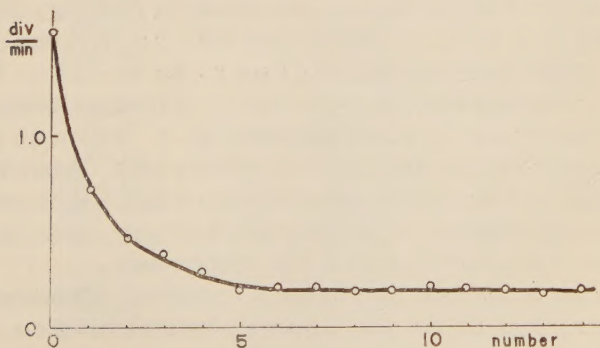
徳山(山口県)岩体南部、糸崎(広島県)岩体、石槌山(愛媛県)岩体、御在所山(三重県)岩体、亀岡(京都府)岩体、比叡山(京都府)岩体、岡崎(愛知県)の両雲母花崗岩体の接触部などがこの型に属す。

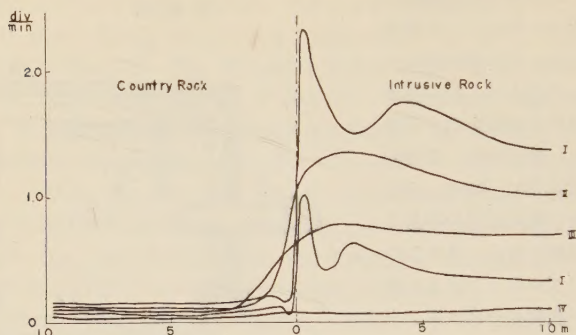
第 1 図 K.H. 型ローリツェン電位計断面図



- 1. ローリツェン エLEMENT
- 2. 試料 3. 網 4. 乾燥剤
- 5. 荷電器 6. 木覆い 7. 顕微鏡

第 2 図 α -スクリーン用アルミ箔の枚数と指標速度の関係



第3図 α 線を主とした放射能強度分布図

第 III 型、前述の第 I・II 型よりも全般的に放射能が低く、母岩中では前述の第 I・II 型にくらべて境界面のかなり手前から放射能が上昇し、花崗岩に入つても次第に上昇する。そして接触面から約 4~5m の所でやつと極大値に達し、以後、ほとんどその値を持続する。この型を示す岩体は、木屋(京都府)岩体、岡崎(愛知県)の領家帯中の岩体、熊野酸性岩(和歌山県)南部、高月山(愛媛・高知県)岩体などである。

たゞし、この第 II 型と第 III 型の間間的なものも存在する。それらは阿武隈(福島県)の岩体、徳山岩体北部、松山(愛媛県)岩体などである。

第 IV 型 放射能分布では極端な型の一つで、花崗岩・母岩を通じて放射能が非常に低く、かつ、ほとんどその値に変化がみられないもので、柳生(京都府)岩体の場合などがその典型的な例である。

また、第 III 型と第 IV 型の間間的なものもあり、これに属する岩体は北上山地(岩手県)岩体、高水(山口県)岩体である。

(2) β 線放射能分布

測定方法 前節でのべた第 I 型に属する田ノ上岩体西部と第 III 型に属する木屋岩体の接触部とをえらび β 放射能を測定した。試料は接触面にほぼ直角な線上でその両側に各 10m の範囲までを 10cm ごとの間隔でとつた。270 メツシュ以下に粉碎した試料 2 g づつをとり、測定は医理学研究所製低バックグランド・ガスフロー・カウンターを用いて行なつた。この装置は自然計数が約 1 cpm であつて、岩石の様な低放射能源の測定には非常に有効なものである。Q ガスを直接電離函中に流して、試料から発する放射線をガイガー域で測定するもので、電離函のまわりを GM 管でとり囲み、逆同時計数回路をつかつて内外部からの γ 線による計数を取除き試料からの β 線と α 線のみの計数を行なうものである。今回の実験では、 β 線の計数が目的であつたので、試料の上に Al の薄膜を重ねて厚さ 9.6mg/cm² にしたものを α 線しや断用に乗せた。

測定結果 第4図、第5図の最上部にそれぞれ田ノ上岩体西部、木屋岩体の測定結果を示す。この図で注目されることは、田ノ上岩体西部と木屋岩体とで α 線を主とした放射能分布では、第 I 型と第 III 型というように非常に異なるにかかわらず、 β 放射能分布

では両者の間に著しい差異が認められないことである。

3. 分光分析による花崗岩接触部における元素分布

(1) 測定方法

前述の β 線放射能測定に供した試料の一部分を使用し, Jarrell Ash Co. 製 3.4m Plane Grating Optical Spectrometer および Microphotometer により測定した。

電極は日本カーボン K.K. 製のスペシャル炭素電極を用い, 試料電極は直径約 0.6cm 長さ約 6cm で, その上部にどれも同一の深さと内径とをもつようにドリルで穴をあけたものを準備し, 測定にはこれに試料を一杯つめて用いた。上方の電極は同じ直径で先端を尖がらせたものを用い, 電極間隔が 3mm に調節し, 水冷式電極支えにつかませた。

発光は直流アークで電流を最初 7 アンペアになるように調節し, あとは手を加えずに置いた。発光条件は, スペクトル域が 2400~4600 Å で, スリット幅は 20 μ , 露出時間は 55 秒であつた。現像液にはコダック D-19 を用い, 20°C のもとで 5 分間現像を行ない, 定着にもコダック定着液を使用した。

各元素の判定線には第 1 表にあげた波長のものを特にえらび, 検量線法による半定量を行なつた。結果の表示には W. Geilman u. K. Brüger³⁾ の区分にしたがつて 5 段階の数字を用いた。すなわち,

5 または +++ (sehr stark)	2 または ± (eben erkennbar)
4 または ++ (stark)	1 または -
3 または + (sehr deutlich)	

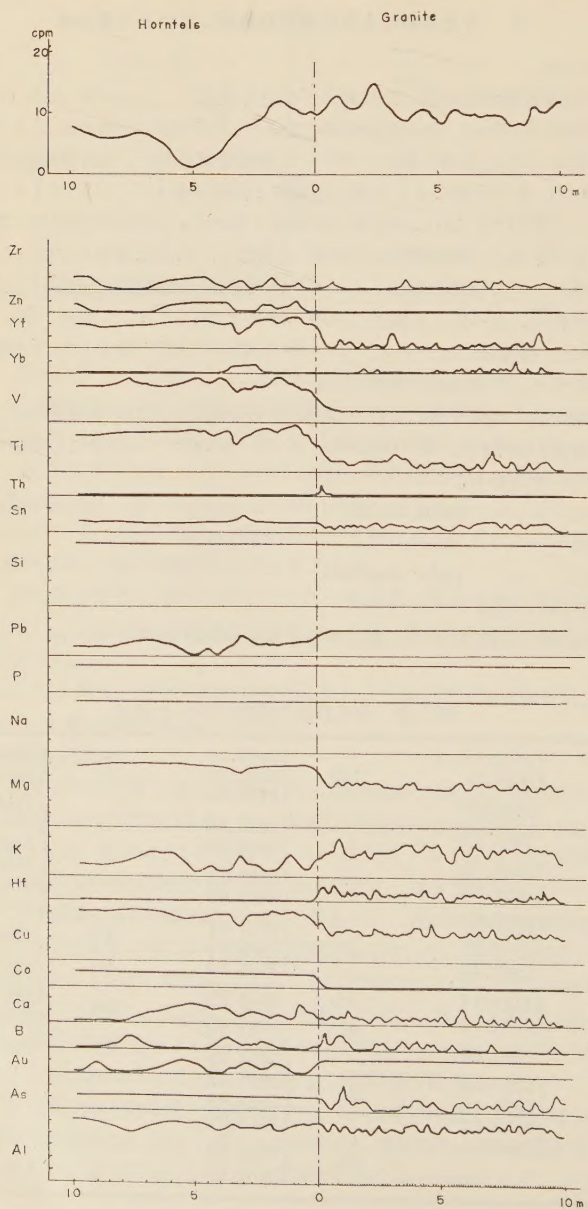
(2) 分光分析の結果

花崗岩接触部における種々の元素の分布を分光分析の結果にもとづいて大要を説明す

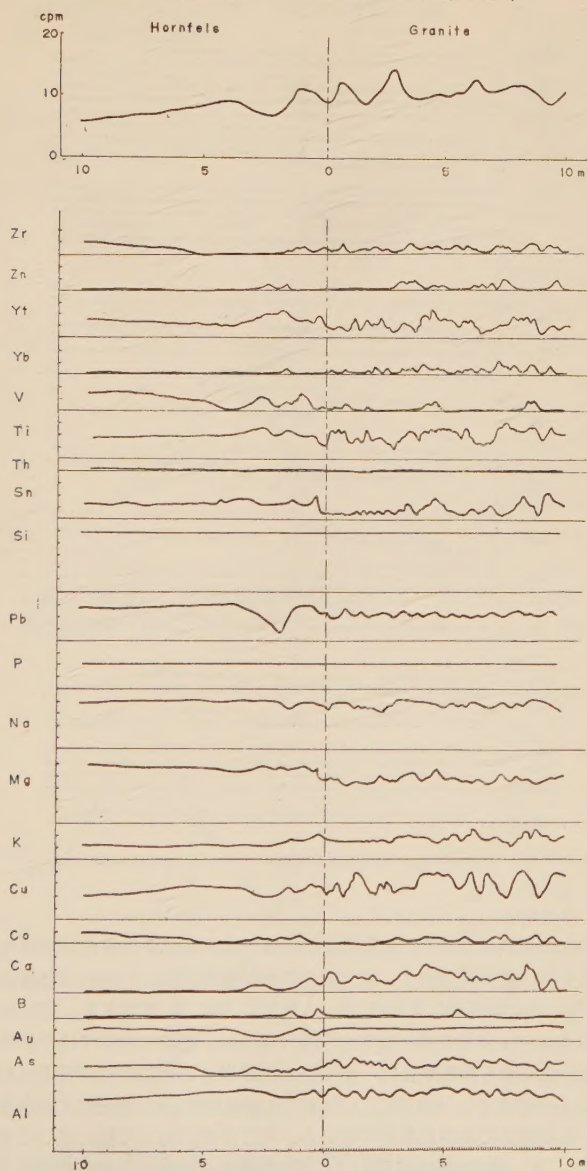
第 1 表 分光分析の測定に用いた波長

Al	{ 3082.16 Å 3092.71	Mg	{ 2852.13 2802.70 2795.53	Ti	{ 3349.04 3361.21
As	2780.20				
Au	2802.19	K	{ 3046.72 3447.70	V	{ 3110.71 3118.38 3125.28 3138.41 3183.98 3185.40
B	{ 2496.78 2497.73	Na	{ 3302.32 3302.99		
Ca	{ 3158.87 3179.33	P	{ 2534.01 2535.65 2553.28	Yb	3289.37
Co	3405.12			Yt	3243.28
Cu	{ 3247.54 3273.96	Pb	2863.33	Zn	{ 3282.33 3345.02
Fe	3091.58	Si	2881.58	Zr	3391.98
Hf	{ 3072.88 2904.41 2820.22 2641.41	Sn	{ 3034.12 3009.15 2863.33 3175.02		
		Th	{ 3290.59 3601.40		

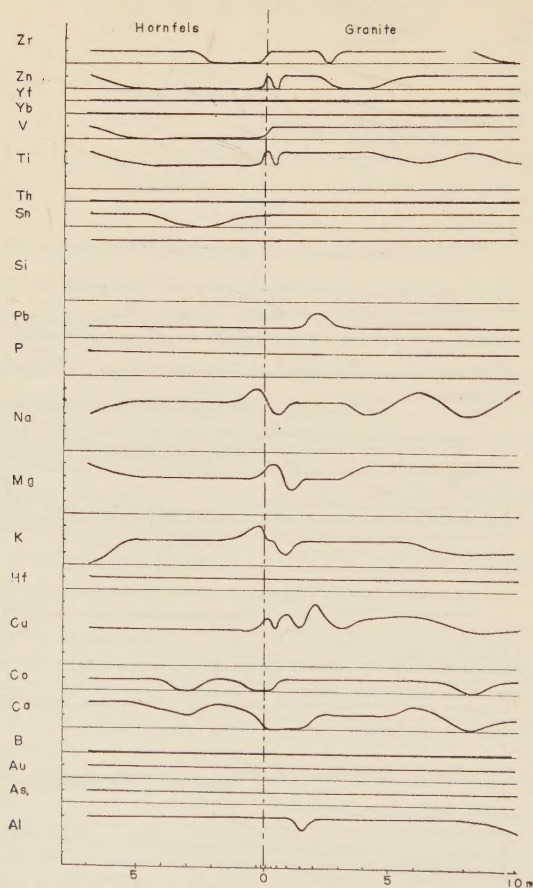
第4図 田ノ上岩体の β 放射能分布と元素の分布
(但し最下部の点は試料の位置を表わす)



第5図 木屋岩体の β 放射能分布と元素の分布



第6図 高水岩体の元素の分布



る。測定に供した試料は田ノ上、木屋両岩体のほか高水岩体を加えた三岩体である。結果は第4図、第5図、第6図に示す。最下線上の点は測定に供した試料の位置を表わす。

まず全般的に (1) 量の多いものは Si, Al, Na, Fe, K 等である。(2) 田ノ上岩体では花崗岩とホルンフェルスの境が非常に明瞭であるが、他の二岩体ではやや不明瞭で、二、三の元素の分布から推察すれば、堆積岩と花崗岩との相互作用が後者においてはより甚しかったことがわかる。(3) 田ノ上岩体では接触部附近に揮発性元素が集まっているのが窺えるが、他の岩体では存在量が少ないか、殆ど分布が均一で特に集つてきているとは考えられない。(4) 前記の発光条件が U, Th の検出のためには悪条件であるにもかかわらず、田ノ上岩体で接触部から花崗岩内部の 20cm の所に Th の存在がみとめられる。

第7図 放射線強度分布により型と正長石—曹長石—灰長石・三成分系の関係



第8図 正長石—曹長石—灰長石三成分系結晶の成分変化図 (N. L. Bowen)



元々X成分の熔質から分別晶出する場合は熔質の成分はXからYに向う。

次に各元素の分布の特徴を列記してみると、接触部において三岩体共通して分布に著しい変化のないものは Si, Al, Zr, P であり、田ノ上岩体に於て他の岩体にくらべて接触部ではつきり変化のみめられるものは As, Co, Ca, Mg, Ti, Yt, Zn, V である。特にこの中で Ca と As は木屋岩体に於てはホルンフェルスの内部で接触部から 3~5m 位の所から増加し花崗岩と同じような存在量を示している。Na, Ca, Cu は田ノ上岩体では変化にとむが、他の岩体では単調な分布をする。この逆の現象は Au, B, K, Ti, でみとめられる。B, Th, Hf は α 放射能の強いところに多く存在し、K, B, Ca, は β 放射能の強い所に多く存在するが、Zn は β 放射能の弱い所に多く、また、 β 放射能の弱いところと Pb の少ないところが一致している。Sn, Cu, Ti, Zr は変化にとんでいるにもかかわらず放射能とは一定した関係は認められない。各岩体は、また、B, Ca, Yb, Yt,

Zr によつて特徴づけられる。すなわち B は高水岩体では存在がみとめられず、田ノ上岩体が一番多く存在し、かつ、 β 放射能の大なる所に多量存在するが、木屋岩体では含有量少なく変化もあまりない。Ca の含有量は母岩の性質により異なるらしくホルンフェルス中では高水岩体の場合が一番多い。分布変化は木屋、高水岩体においては田ノ上岩体よりも多少著しい。Yb の分布は木屋と田ノ上岩体とでは少し似ているが高水岩体ではみとめられない。Yt は高水岩体では存在しない。母岩中では木屋岩体の方が田ノ上岩体よりも Yt は少なく、花崗岩中ではその逆となっている。

4. 花崗岩の成分と接触部をよぎる放射能分布曲線の型との関係

地質調査所の服部、野沢両氏⁴⁾によりまとめられた本邦産花崗岩の分析値を用い、前述の放射能分布曲線の型と、その接触作用にあずかつた花崗岩の化学成分との関係をいろいろと取扱つてみたが、あまりはつきりとした関連性が認められなかつた。しかし、各型に属する花崗岩についてノルム計算から正長石—曹長石—灰長石の三成分系図を描いてみると第 7 図に示す如く、各型によりその占める領域がかなりはつきりと限られている。ことがわかる。そしてこの第 IV→III→II→I 型の変化は N. L. Bowen⁵⁾ が 1928 年に述べた分別晶出が行なわれる条件下での長石の変化の方向 (第 8 図)、ならびに加納博が 1957 年地団研第 11 回総会のシンポジウムで発表された変成岩質岩石から花崗岩質岩石への変化の方向と非常によく類似する (第 9 図)。加納は各岩体の個々につき検討して

第 9 図 正長石—曹長石—灰長石三成分系による
変成帯にある花崗岩の分類 (加納博)



● SiO_2 65%, ○ SiO_2 70%

1. 段戸古期, 阿武隈, 茂市 2. 外帯 3. 白聖紀
4. 飛弾 5. 氷上, 山津, 船津 6. 丹沢, 遠野, 千厩

どの場合にも変成岩的なものでは An 分が多く花崗岩では An 分が乏しく Ab 分と Or 分の比が 1:1 から 2:1 に近くなる傾向があると指摘した。これらのことも考えあわすならば、第 I 型は浅いところで完全熔融体に近い岩しようが貫入してできた接触部放射能分布の型であり、これに対して、第 IV 型は深所におけるいわゆる広域接触変成の場合の型で、進入岩しようは熔融部分が少なく変成岩に近いものを作つたと考えられる。このようにみれば、第 I 型から第 IV 型までの型の相違は浅所から深所へ、あるいは、火成岩から変成岩への変化に対応するものではなからうかと考えられる。

5. 結 び

まだ、今後に多くの問題を残すが、現在のところ、次のような事柄が推論される。

(1) 貫入岩しようが完全熔融体に近い花崗岩体では α 線を主とした放射能分布は第 I 型を示す。

(2) 花崗岩が片理をもつたり、その接触部のはつきりしなくなる程、すなわち、同化作用の激しかった場合ほど α 線を主とした放射能分布は第 IV 型に近づく。

(3) 非常な圧力で貫入し岩体内の岩相の変化が著しいような半深成岩的な岩体では前述の特殊型 (第 I' 型) を示す。

(4) β 放射能分布では α 放射能分布で各型に区別されるような著しい変化はない。

(5) イオン半径、原子価、存在量などの関係から造岩鉱物の中に入りにくいような元素、中でも主として揮発性元素例えば B, Th, Hf 等は α 放射能分布に似た分布を示す。K, B, Ca は β 放射能の強い所に多く存在する。また、 β 放射能の弱いところで Pb が少なく Zn が多いという結果がみられた。

(6) ノルムの方石成分と α 放射能分布の型との間には明らかに関係がみつめられる。すなわち、第 IV 型に属する貫入岩の方石成分は変成岩のそれに近く、第 II 型に属する貫入岩の方石は An 分に乏しい。

引 用 文 献

- 1) Hatuda, Z. and Nishimura, S., Variation in radioactivity across igneous contacts, Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ. B, **23**, 285~295, 1956; Hatuda, Z. and Nishimura, S., Variation in radioactivity across igneous contacts (Second Report), Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ. B, **25**, 115~123, 1958; Nishimura, S., Variation in radioactivity across igneous contacts (Third Report), arranging for print.
- 2) Dennen, W. H., Variation in chemical composition across igneous contacts, Bull. Geol. Soc. Am., **62**, 547~558, 1951.
- 3) Brüger, K. Z., anorg. u. allg. Chem., **196**, 312, 1931.
- 4) 服部仁, 野沢保, 本邦産花崗岩質岩石の化学成分, 地質調査所報告, 1959.
- 5) Bowen, N. L., The evolution of the igneous rocks, 1928.

東北裏日本グリンタフ地域の基盤花崗岩質岩石

Petrology of the granitic rocks which constitute the basements
of the green tuffs in the borderland of the Japan Sea
of the Tohoku district, Japan

宮 城 一 男 (Kazuo Miyagi)*

ま え が き

従来、東北裏日本側の基盤花崗岩質岩石の岩石学的記載及び化学成分についての資料は、一部を除いては¹⁾²⁾³⁾、殆んど皆無に等しい。

筆者は、この地域のグリンタフ時代から、第四紀へ引続く、火山岩類のある岩石学的共通性と岩石区の変遷との関連性を検討している過程で、より古い基盤岩類の特性に、深い関心を持った。

本小論では、青森県白神岳、大沢、湯ノ沢、セツ滝、秋田県阿仁、男鹿半島、太平洋、山形県月山東部、西田川の各岩体について、筆者が、直接、野外観察、検鏡及び化学分析を行ない得た範囲内で、その代表的な岩質を記載し、また、化学成分上の特色を明らかにしたい。

本小論を草するに当たり、種々、御指導いただいた東北大学岩鉱教室の河野義礼教授、植田良夫助教授に厚く御礼申上げる。

また、種々有益な討論をしていたいただいた同大学同教室の青木謙一郎助手及び貴重な標本を御提供いただいた秋田大学鉱山学部加納博助教授、沓沢新講師、東北大学岩鉱教室学生斎藤不二男氏等に感謝する。

本研究の一部は、文部省科学研究費 (1960) によつた。

1. 分布並びに産状

[第1図]に示した如く、本地域の花崗岩質岩石は、山形県西田川地域、大朝日岳山地及び秋田県太平洋山周辺等に、比較的広い分布を示す他、秋田県男鹿半島、同北秋地域、青森県津軽地域等に、比較的小岩体として点在している。

(1) 白神岳岩体…青森県西海岸の大間越、岩崎海岸から白神岳周辺にわたる NE 方向にやゝ細長い分布範囲をしめる岩体で、この地域のグリンタフ最下部に相当する三田の沢層に不整合におゝわれている。岩質は、biotite adamellite を主として、biotite granodiorite, hornblende biotite granodiorite を伴い、また、周縁部には、圧砕帯が存し、sheared biotite adamellite を生じている。

(2) 大沢、湯の沢、セツ滝岩体…これらはいずれも青森県西～中津軽地域に点在する

* 弘前大学教育学部地学教室

小岩体で、その分布は、おゝむね NE 方向に配列している。その中で、大沢のものは *crystalline schist* や *migmatic rock* と密接な関係を有し、また、この地域のグリンタフ下部層に不整合におゝわれる。湯の沢やセツ滝の岩体についても、筆者は、その産状や周囲のグリンタフ層との関係から、基盤岩とみなしているが、異論⁴⁾もある。岩質は、いずれも、*hornblende biotite granodiorite* である。

(3) 阿仁岩体…秋田県北部地域の阿仁鉾山大正坑、三枚通洞坑、九両大切坑等の坑内外を中心に分布し⁵⁾、筆者は、大正坑内において、杉山と共に、これが、グリンタフ最下部層に不整合におゝわれている事実を見出したが、独立した小岩体が、次に述べる太平山岩体の北縁部かは明らかでない。岩質は *hornblende biotite granodiorite* を主とする。

(4) 男鹿半島岩体…秋田県男鹿半島の西北端、赤島海岸に径数 10m の小露出として点在し、いずれも明らかに、この地域のグリンタフ最下部層（西男鹿層群の赤島層）に不整合におゝわれている。その岩質は、*hornblende biotite adamellite* で、これについては、すでに、宇留野と共に、詳細に記載した (1956)¹⁾。

その他、半島のグリンタフ層中のゼノリス、門前礫岩中の礫及び一の目瀉噴出物中のゼノリス等から推定すると、半島の潜在基盤岩として、*pink coloured biotite adamellite*, *hornblende granite*, 等の他、後述する如く、かなり *alkalic* な岩質のものの存在も指摘される。

(5) 太平山岩体…秋田県太平山を中心に、かなり広い分布を示す岩体で⁷⁾、周囲のグリンタフ下部層（荻形層、大又層）に不整合におゝわれる。岩質は、*biotite granodiorite*, *biotite hornblende granodiorite*, *pink coloured hornblende adamellite* 等から成る。

(6) 月山東部岩体…山形県月山の東縁部に分布し、月山の基盤を構成するもので、朝日岳岩体に極めて近接し、それに伴った小岩体とみなされる。岩質は、*hornblende biotite granodiorite* を主とし、少量の *quartz diorite* を伴う。

第1図 東北裏日本グリンタフ地域の基盤
花崗岩質岩石の分布



(8) 朝日岳岩体：山形県朝日岳山麓を中心に、東北本線では、最北の終点を示し、小倉 (1957)²⁾ による詳しい記載がある。それによれば、この岩体は、biotite hornblende granodiorite を主とし、時に少量の quartz diorite, two mica granodiorite を伴っている。

英：1.0~3.5mm，他形、雄花、雌花、雄蕊の長さ、果実の径：0.5~1.0mm。
半白形または他形、パーサニア属の花、果実の径：0.5~1.0mm。

第1表 東北裏日本グリンタフ地域の基盤花崗岩質

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	76.73	67.58	68.73	62.31	61.92	64.96
TiO ₂	0.15	0.52	0.15	0.66	1.30	0.49
Al ₂ O ₃	13.43	17.34	13.27	17.25	16.83	16.12
Fe ₂ O ₃	0.65	0.75	1.90	1.68	1.75	1.86
FeO	0.72	1.66	1.18	3.83	5.43	2.44
MnO	tr	0.33	0.05	0.05	0.06	0.07
MgO	0.54	1.62	0.85	1.98	2.08	2.35
CaO	0.99	2.20	1.64	4.31	3.95	4.28
Na ₂ O	3.07*	3.71*	7.09*	4.29*	3.21*	3.28
K ₂ O	2.01*	2.76*	3.94*	1.44*	2.10*	2.06
H ₂ O(+)	0.90	1.05	0.75	1.05	0.66	1.79
H ₂ O(-)	0.35	0.30	0.45	0.52	0.12	0.21
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.09	0.10	0.10	0.03
Total	99.62	99.90	100.09	99.47	99.51	99.94
Q	48.1	27.8	18.2	17.8	20.7	25.5
Or	11.7	16.1	23.4	8.0	12.2	12.2
Ab	26.2	31.4	45.1	36.1	27.2	27.8
An	4.7	10.6		21.1	19.7	20.6
C	4.5	4.4	0.8	1.1	2.0	0.9
Ns			2.8			
Ac			1.4			
Wo			3.2			hy** 8.1
En	1.4	4.1		5.0	5.2	
Fs	0.5	1.5		4.9	6.4	
Il	0.2	1.1	0.3	2.7	2.4	1.0
Mt	0.9	1.2	2.8	2.6	2.5	2.6
AP	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Analyst	Miyagi	Miyagi	Miyagi	Miyagi	Miyagi	J. G. S

* Beckman's type Flame Photometer による。

** 原論文中の算出に従う。

J. G. S : 地質調査所の分析

1. Sheared biotite adamellite 青森県白神岳
2. Hornblende biotite adamellite 秋田県男鹿半島赤島海岸
3. Biotite adamellite 秋田県男鹿半島一の目瀉噴出物中のゼノリス
4. Hornblende biotite granodiorite 秋田県太平山大又川流域
5. Hornblende biotite granodiorite 山形県月山大越川流域
6. Granodiorite 山形県朝日山地大鳥川

た、その量も少量である。二次的石英、絹雲母等によつて部分的に交代されているものもある。斜長石 : 1.0~2.0mm, 半自形, 柱状, アルバイト双晶を示し, また, 累帯構造のやゝ著るしいものも存する。屈折率 (n_1) = 1.548, An % = 40, わずかに絹雲母化, 炭酸塩化, 緑泥石化を受けている。黒雲母 : 0.5~2.0mm, 半自形または, 他形, 柱状, あるいは板状で, Z' = 濃褐, X' = 淡黄褐, 屈折率 (γ) = 1.675~1.685 を示す。角閃石 : 1.0~3.0mm, 時に, 5mm に達するものも存する。半自形または他形, 双晶を示すものもある。Z' = 褐, X' = 淡黄, $c \wedge Z = 14^\circ \sim 20^\circ$, $2V\alpha = 70^\circ \sim 75^\circ$

岩石の化学成分並びにノルム成分

7	8	9	10	11	12
67.56	68.80	64.37	65.97	70.20	71.09
0.41	0.45	0.45	0.42	0.71	0.32
14.74	14.91	16.84	15.84	14.18	14.67
1.32	1.10	1.37	1.27	0.80	0.75
2.52	2.74	3.37	3.55	2.50	2.33
0.97	0.07	0.03	nd	nd	nd
2.58	1.50	1.96	1.93	0.72	0.92
3.73	3.05	4.41	4.26	2.40	2.56
2.84	2.91	3.06*	3.71	4.42	3.62
2.80	2.99	2.83*	2.91	3.21	3.31
0.95	0.75	0.72	0.42	0.81	0.64
0.19	0.34	0.23	0.12	0.32	0.25
0.01	0.09	0.15	0.15	nd	0.03
99.72	99.70	99.79	100.55	100.27	100.47
27.8	29.4	21.7	19.9	25.3	29.3
16.6	17.4	16.7	17.2	18.9	19.5
23.6	24.6	25.7	31.5	37.2	30.4
17.5	14.2	21.7	17.8	9.5	12.8
0.6	1.6	0.8			0.5
9.4	7.3				
		4.9	4.8	1.8	2.3
		4.4	4.8	2.8	3.0
0.8	0.9	0.9	0.8	1.4	0.6
1.9	1.6	2.1	1.9	1.7	1.2
0.3	0.3	0.3	0.3		
J. G. S	J. G. S	Miyagi	Shibata	Shibata	Shibata
7.	Granodiorite	山形県朝日山地早田川			
8.	Schistose granodiorite	山形県朝日岳			
9.	Hornblende biotite granodiorite	山形県西田川鍋倉			
10.	Granodiorite	山形県西田川温海町			
11.	Granite	新潟県岩船郡山北村			
12.	Schistose granite	同			

副成分鉱物：ジルコン，クサビ石，燐灰石。

(3) 阿仁岩体…[5672204] **Hornblende biotite granodiorite**, 秋田県北秋田郡阿仁鉱山大正坑内

〔肉眼的特性〕 中粒ないしやゝ粗粒の等粒状で，比較的優黑色の岩石，やゝ淡緑色の斜長石が最も多量で，アルカリ長石，石英は比較的少量である。有色鉱物としては，黒雲母，角閃石を含んでいる。

〔顕微鏡的特性〕 半自形粒状組織を示し，部分的に，わずかにミルメカイトを生じている。石英：0.5~2.0mm，半自形または他形，波動消光は余り著るしくない。アルカリ長石：比較的少量，0.4~2.5mm，パーサイト構造を示すが，アルバイト葉片は，不明瞭である。やゝ絹雲母化，緑簾石化を受けている。斜長石：0.6~1.8mm，自形，また

は半自形、アルバイト、アルバイト・カールスバット双晶を示し、また累帯構造の著しいものが多い。屈折率 (n_1) = 1.541~1.547, $An\%$ = 25~38, 一部分、絹雲母化、緑泥石化を受けている。黒雲母：比較的多量、0.4~2.5mm, 自形、柱状、殆んど全く緑泥石化している。角閃石：希または少量、0.3~1.0mm, 自形または、半自形、殆んどオバサイト化、緑泥石化を受けている。

副成分鉱物：ジルコン、燐灰石、磁鉄鉱。

(4) 男鹿半島岩体… [557304] *Hornblende biotite adamellite*, 秋田県男鹿半島赤島海岸 (第5図, 4)

〔肉眼的特性〕 中粒あるいは粗粒、やゝ斑状で、淡紅色のアルカリ長石と、やゝ淡緑色の斜長石及び石英を略々等量含み、緑泥石化した黒雲母の他、有色鉱物は少ない。

〔顕微鏡的特性〕 やゝ斑状の半自形粒状組織を示し、やゝ斑晶状の石英、斜長石、黒雲母の間を細粒の石英、アルカリ長石が充たしている。石英：0.4~3.0mm, 半自形または他形、波動消光が著るしく、アルカリ長石と接する部分では、周縁が粗雑な微文象共生をなすことが多い。アルカリ長石：0.5~2.0mm, 半自形または、他形、パーサイト構造を示すが、アルバイト葉片は、余り明らかではなく、また、量的にも少ない。屈折率 (γ) = 1.526, $2V\alpha = 61 \sim 81^\circ$ で、部分的に二次石英、絹雲母等によつて、交代されている。斜長石：1.0~4.0mm, 自形または半自形、柱状を示すものが多く、アルバイト・カールスバット双晶等のC型双晶が普通、弱い累帯構造を示すものもある。屈折率 (n_1) = 1.543~1.553, $An\%$ 30~47, 周縁は屈折率 (n_1) = 1.528~1.532, $An\%$ 0~10, 一部分、絹雲母化、緑泥石化を受けている。黒雲母：少量、0.5~3.0mm, 自形、卓状、殆んど緑泥石化しているものが多く、また、燐灰石、ジルコン等の包有物が存する場合が多い。角閃石：希または少量、0.5~2.0mm, 自形、比較的短柱状、 $Z' =$ 褐、 $X' =$ 淡褐、 $2V\alpha = 72^\circ$ c \wedge $Z = 18^\circ$, 二次石英、絹雲母、炭酸塩等を生じている

副成分鉱物：褐簾石 (0.3mm, 自形, $Z' =$ 濃褐, $X' =$ 淡黄褐, $2V\alpha = 55^\circ$)、燐灰石、ジルコン

Pink coloured biotite adamellite… [557335], 赤島海岸の赤島火山岩類中のゼノリス

〔肉眼的特性〕 やゝ粗粒の等粒状で、時にやゝ斑状を示すものも存する。肉紅色または淡褐色のアルカリ長石が目立つため、全体として、かなり、紅色の岩石である。有色鉱物は非常に少ない。

〔顕微鏡的特性〕 半自形等粒状組織で、時にやゝ斑状を示す。石英：0.3~3.0mm, 自形または半自形、波動消光が著るしい。時に周囲のアルカリ長石と微文象共生を示す。アルカリ長石：0.5~2.0mm, 半自形、パーサイト構造を示す。屈折率 (γ) = 1.524~1.526, $2V\alpha = 63^\circ$, 二次石英、絹雲母等によつて、部分的に交代されている。斜長石：0.5~4.0mm, 自形または半自形、卓状あるいは粒状で、アルバイト双晶、アルバイト・カールスバット双晶が多い。累帯構造は殆んどない。屈折率 (n_1) = 1.529~1.536, $An\%$ 3~16, 絹雲母化が著るしいものもある。

副成分鉱物：ジルコン、燐灰石、白雲母 (0.3mm, 自形)

Biotite adamellite… [609305], 秋田県男鹿半島一の目潟噴出物中のゼノリス (第

5図, 1)

〔肉眼的特性〕 や、細粒または中粒の等粒状で、比較的優白色であるが、アルカリ長石は、や、薄い肉紅色を示す。その他、や、斑状の斜長石と少量の変質黒雲母を含んでいる。

〔顕微鏡的特性〕 半自形等粒状組織を示し、アルカリ長石が、石英、斜長石に比して、多量である。石英：0.5~3.0mm, 半自形または他形、波動消光が著るしい。アルカリ長石：0.5~1.5mm, 半自形または他形、パーサイト構造が著るしく、アルバイト葉片は、極めて細かく、且つ多量である。屈折率 (α) = 1.526~1.530, $2V\alpha = 68^\circ \sim 72^\circ$. 斜長石：1.0~2.8mm, 自形または半自形、柱状を示し、アルバイト双晶が多く、や、累帯構造を示すものも存する。屈折率 (n_1) = 1.530~1.533, $An\%$ = 5~12, 絹雲母化、緑泥石化が著るしい。黒雲母：少量、0.5~1.0mm, 半自形、卓状、 Z' = 褐、 X' = 淡黄、緑泥石化を受けている場合が多い。

副成分鉱物：ジルコン、燐灰石、磁鉄鉱、褐簾石。

(5) 太平山岩体… [6092805] *Hornblende biotite granodiorite*, 秋田県太平山大又川流域 (第5図, 2)

〔肉眼的特性〕 中粒または粗粒の比較的等粒状で、や、暗灰色の岩石、斜長石が最も多量で、次でアルカリ長石、石英等が含まれ、また多量の比較的新鮮な黒雲母と少量の変質角閃石を含んでいる。

〔顕微鏡的特性〕 半自形等粒状組織で、斜長石の量が圧倒的に多い。石英：0.5~3.2mm, 自形または半自形、波動消光が極めて著るしく、アルカリ長石と微文象共生をするものがある。また、燐灰石、黒雲母等を包有するものが多い。アルカリ長石：少量、0.5~1.2mm, 他形、微斜長石構造をかなり明瞭に示す。屈折率 (γ) = 1.526~1.528, $2V\alpha = 80^\circ \pm$. 斜長石：比較的多量、0.2~3.0mm, 自形または半自形、柱状あるいは板状で、アルバイト、アルバイト・カールスパット双晶等のC型双晶が普通である。かなり累帯構造の著るしいものがある。屈折率 (n_1) = 1.545~1.550, $An\%$ = 35~46 一部分、絹雲母化、炭酸塩化を受けている。黒雲母：比較的多量、0.6~1.5mm, 自形、柱状または板状で、 Z' = 濃褐、 X' = 黄褐、屈折率 (γ) = 1.675, ジルコンを比較的多量に含有し、周囲に多色性ハロを生じている。角閃石：希、0.6~1.2mm, 自形または半自形、板状で、殆んど完全に、緑泥石、炭酸塩、オパサイトによつて交代されている。

副成分：ジルコン、燐灰石、褐簾石 (自形、1.0mm に達するものあり、 Z' = 濃褐、 X' = 淡黄褐) クサビ石 (他形、0.3mm $c \wedge Z = 47^\circ$)

(6) 月山東部岩体… [612501] *Hornblende biotite granodiorite* 山形県月山東部大越川流域 (第5図, 5)

〔肉眼的特性〕 中粒または粗粒の等粒状で、や、優黒色の岩石、淡緑色の斜長石が最も多量で、次でアルカリ長石、石英が少量存し、また、有色鉱物としては、黒雲母が多量で、角閃石は少量に過ぎない。

〔顕微鏡的特性〕 半自形粒状組織を示し、石英と長石の接触部には、微文象構造を示すものが多い。石英：0.5~2.8mm, 自形または、半自形、波動消光は余り著るしくない。アルカリ長石：少量、0.6~2.0mm, 他形、パーサイト構造を示すが、アルバイト葉片は

余り明瞭ではなく、また量も少ない。屈折率 (γ) = 1.524, $2V\alpha = 60^\circ$ ±, 斜長石 : 多量, 0.5~2.5mm, 自形, 柱状を示すものが多く, アルバイト双晶, 弱い累帯構造を示すものもある。屈折率 (n_1) = 1.536~1.540, An % = 16~22, 一部分絹雲母化を受けている。黒雲母 : 比較的多量, 0.3~2.0mm, 自形, 板状, Z' = 濃褐, X' = 淡黄褐, ジルコンを包有している場合が多い。屈折率 (γ) = 1.582±。角閃石 : 少量, 0.5~3.5mm, 自形, 長柱状, Z' = 濃緑, X' = 淡黄緑, $c \wedge Z = 22^\circ$, $2V\alpha = 75^\circ$

副成分鉱物 : 燐灰石, クサビ石, 褐簾石

(7) 西田川岩体… [6072605] *Hornblende biotite granodiorite*, 山形県温海地域鍋倉 (第5図, 3)

〔肉眼的特性〕 中粒または粗粒, やゝ斑状で, また, やゝ片状構造を示す。かなり暗灰色の岩石で, 斜長石が最も多量, アルカリ長石もかなり存し, 石英の量は少ない。有色鉱物として, 黒雲母が多量で, 稀に角閃石を含む。

〔顕微鏡的特性〕 やゝ斑状の半自形粒状組織を示すが, かなり多量のミルメカイトを生じていることが特色である。石英 : 0.3~1.0mm, 自形, または半自形, 殆んど波動消光を示さない。アルカリ長石 : 0.5~1.5mm, 他形, パーサイト構造を示すが, アルバイト葉片が, 明瞭且つ多量のものと, 不明瞭で, 量が少なく, 部分的に微斜長石構造を示すものがある。前者では, 屈折率 (γ) = 1.524~1.526, $2V\alpha = 60^\circ \sim 72^\circ$, 斜長石 : 0.5~2.5mm, 自形, または, 半自形, 柱状あるいは板状で, アルバイト双晶, アルバイト・カールスバツト双晶, 時にペリクリン双晶を示すものも存する。明瞭な累帯構造を示し, 中心部は, 屈折率 (n_1) = 1.533~1.536, An % = 12~16, 周縁では, 屈折率 (n_1) = 1.530~1.532, An % = 5~10 一部分絹雲母化, 緑簾石化を受けている。黒雲母 : 少量, 0.2~1.0mm, 半自形, 長柱状で, やゝ屈曲した形状を示すものも存する。Z' = 濃褐, X' = 淡黄褐, 屈折率 (γ) = 1.688±, 角閃石 : 極めて希, 0.5mm, 半自形, Z' = 濃緑, X' = 淡黄緑,

副成分鉱物 : ジルコン, 燐灰石, クサビ石 (比較的多量)

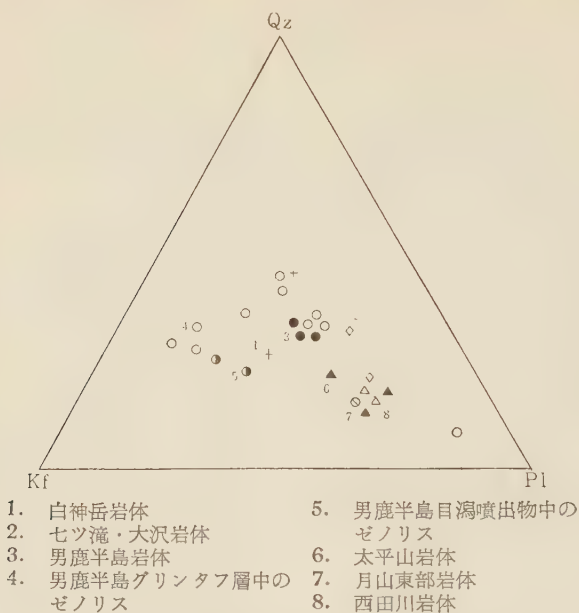
(8) 朝日岳岩体

小倉¹⁾ が詳述しているので省略する。

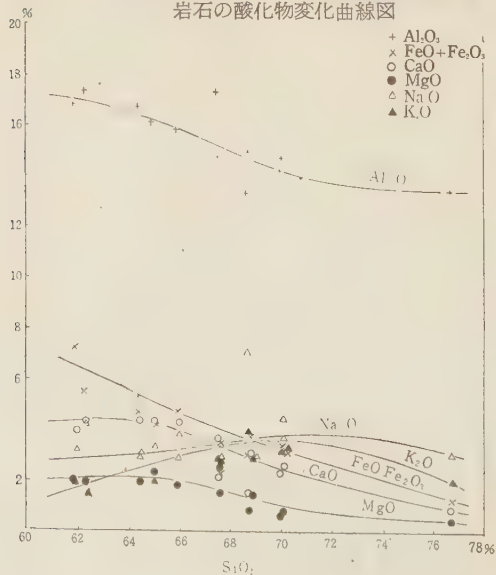
3. モード成分

東北裏日本側の花崗岩質岩石についてのモード測定の結果から得られた Qz : Kf : Pl の比を第2図に示したが, これによると, 東北裏日本側の岩体の中では, グリントフ層中や目潟噴出物中のゼノリスから推定される男鹿半島の潜在基盤岩が最も Kf に富み, 白神岳岩体や男鹿半島赤島海岸の露出岩体がこれに次ぎ, セツ滝, 太平山, 西田川, 月山, 朝日岳岩体は, Kf に乏しく Pl に富む傾向を示すことが, 明瞭に指適される。また, 全体的な傾向として, 東北裏日本側の岩体は, 北上・阿武隈岩体に比較⁸⁾ するとその古期岩体に比して Kf に富み, 新期岩体と略々同傾向を示し, さらに男鹿半島潜在基盤岩の如きは, 北上, 阿武隈岩体中には存しないような Kf に富む岩体であることなどが指摘されるが, これらの点はいずれも岩石区の問題と関連して, 重要な問題であるように思われるので, さらに, 資料を加えて検討を続けたいと考えている。

第2図 東北裏日本グリーンタフ地域の基盤花崗岩質岩石のモード比



第3図 東北裏日本グリーンタフ地域の基盤花崗岩質岩石の酸化物変化曲線図



4. 化学成分並びにノルム成分

東北裏日本側の花崗岩質岩石について、筆者が新らしく分析を行つた資料を、従来の資料と併せて第1表に示し、また、その酸化物変化曲線を第3図に示した。

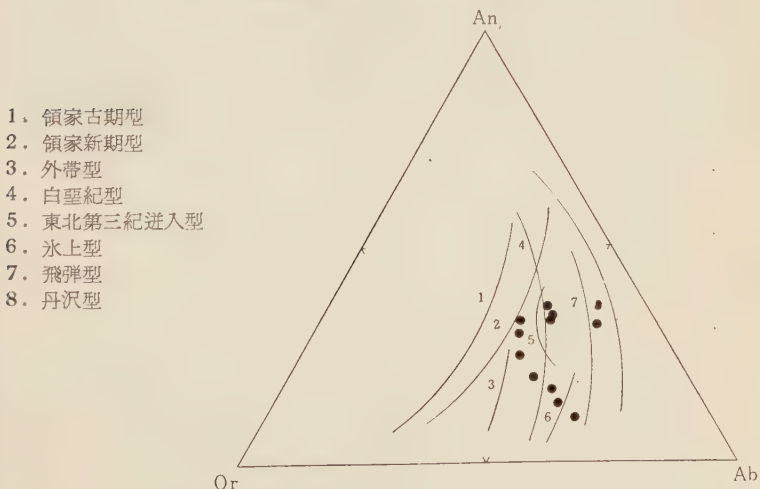
これらによると、東北裏日本側の花崗岩質岩石の $\text{SiO}_2\%$ は、大部分は 62~70 の範囲を示すが、希に、白神岳の sheared rock の如く、76 を越えるものも存する。また各アルカリ成分並びに総アルカリ成分の量については、全般的には北上・阿武隈の岩体と比較しても著しい差異は認められないが、男鹿半島日湯噴出物中のゼノリスに $\text{Na}_2\text{O}\% \sim 7$, $\text{K}_2\text{O}\% \sim 4$ を示すものが存することは注目に値しよう。この岩石では、斜長石が大部分 albitization を行つており、 $\text{Na}_2\text{O}\%$ の増加をもたらした一つの要因と思われるが、一方、既に述べた如く、アルカリ長石を多量に含み、もともとアルカリに富む岩質であることも疑い得ない。

また、全体的に、CaO の量が、やゝ少ないことや、男鹿半島岩体はかなり $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ の多いものである点なども記録されるべきであろう。

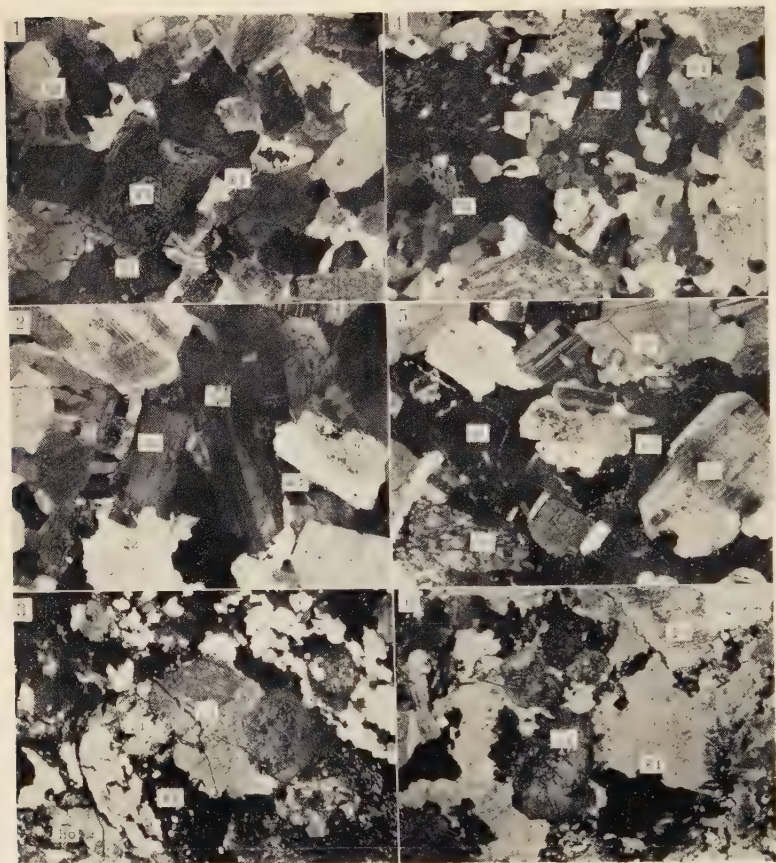
柴田⁹⁾ は、日本の花崗岩類を、その化学成分によつて区分し、12 の岩石区を設定し、特にそれぞれの酸化物変化曲線の全体の傾向の差異を指摘しているが、試みに、東北裏日本側岩体の傾向を比較検討してみた結果¹⁰⁾、柴田の“中期白堊紀型”——阿武隈新期型、山陽型等を含む——や“白堊紀末型”——八溝型、気仙川型等を含む——の傾向によく類似していることがわかつた。

さらにまた、ノルム成分の Or : Ab : An の比によつて、日本各地の花崗岩質岩石の岩型¹¹⁾と比較してみると、第4図からも明らかな如く、東北裏日本側の岩体は、“丹沢型”

第4図 東北裏日本グリーンタフ地域の基盤花崗岩質岩石の Or : Ab : An 比



第5図 顕微鏡写真



1. Biotite adamellite 秋田県男鹿半島一の目湖噴出物中のゼノリス
2. Biotite granodiorite 秋田県太平山大又川
3. Hornblende biotite granodiorite 山形県西田川鍋倉
4. Hornblende biotite adamellite 秋田県男鹿半島赤島海岸
5. Hornblende biotite granodiorite 山形県月山大越川流域
6. Biotite adamellite 青森県白神岳

Qz : Quartz Bi : Biotite Kf : Alkali feldspar Ho : Hornblende
Pl : Plagioclase

よりは著るしくアルカリに富み、また“氷上型”や“飛弾型”より、やゝアルカリに富み、一方、“領家新期型”や“外帯型”より、やゝアルカリに乏しく、“領家古期型”に比すると著るしくアルカリに乏しい傾向を示し、結局、阿武隈新期、中国底盤、新潟基盤等を含む“白堊紀型”や東北第三紀進入型と最も類似を示し、Or : Ab : An 比において、日本の花崗岩の中の間間的な位置をしめていることは、注目に値することといえよう。

これは、対応する日本の火山岩類との比較においても、伊豆・箱根¹²⁾のソレーアイト岩系やカルクアルカリ岩系と環日本海岩石区のアルカリ岩系¹³⁾との中間的傾向をしめすことによつても表わされ、東北裏日本側花崗岩質岩石区の一つの特徴的な性格とも判断されよう。

引 用 文 献

- 1) 宮城一男・宇留野勝敏，地質，**62**，728，261～272，1956.
- 2) 小倉勉，山大紀要，**4**，2，199～216，1957.
- 3) 地質調査所，本邦産花崗岩質岩石の化学成分，214，1959.
- 4) 大沢稔他は，第三紀進入岩と考えている——日本地質学会秋田部会講演（1960）
- 5) 日本地質学会，秋田部会（1954）：地質見学案内書“阿仁鉱山”にもこの岩体の記述がある。
- 6) 宮城一男，宇留野勝敏，前出，1956. 男鹿半島岩体の記載の一部は，この論文より引用
- 7) 井上武，秋田大地下資報，**23**，1～79，1960. にも，その記述がある。
- 8) 石井，千藤，植田（1955），岡田（1956），加納（1958），千藤（1959）その他の資料と比較検討した。
- 9) 柴田秀賢，藤本教授還暦記念論文集 420～426，1958.
- 10) 上記論文，423～424pp の図表と比較
- 11) 岩型の分類は加納（藤本教授還暦記念論 53～73，1958）に従い，また第4図は，上記論文中的原図に，最近の資料を加えて筆者が修正した。
- 12) 久野久，火山及び火山岩，1954.
- 13) T. Tomita, Shanghai Sci. Inst., Sec. 2. 1. 227～306, 1935.

壱岐島の所謂“石英玄武岩”類

The so-called “quartz basalts” from Iki island

応地善雄 (Yoshio Ōji)*

Abstract : The so-called “quartz basalt” are distributed in the northern part of Iki island in lava flows and dikes in Pleistocene time. These rocks belong to the calc-alkali rock series derived from the contaminated alkali olivine basalt magma as pointed out by K. Aoki. From their petrographic characters, the rocks are classified into following two types, pyroxene basalt-andesite and hornblende andesite. The latter is smaller in its area and more basic than the former. Fourteen of these rocks are newly analysed and it is found that they are generally poor in MgO and richer in $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ than the quartz basalts from the Abu district, Yamaguchi Prefecture. Alkali contents of the quartz basalts are richer than that of the calc-alkali rock series derived from tholeiite magma and poorer than the alkali rock series. It is characteristic of these rocks to increase rapidly $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio as SiO_2 increases.

1. 序

壱岐島北部には所謂“石英玄武岩”類が広く分布している。これらの岩類はカルク・アルカリ岩系に属し、この成因について青木¹⁾はアルカリ玄武岩マグマが花崗岩質岩類を同化して生じたものであると述べている。これらをアルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系として、第三紀(中新世)に噴出しているソレイト質岩漿起源カルク・アルカリ岩系と区別している。一方、山陰米子市大根島、伊万里附近、平戸島北部その他にも同様の岩類が分布し、そのうち大根島²⁾、阿武地区³⁾、小呂島⁴⁾及び壱岐島¹⁾の“石英玄武岩”類の岩石学的性質はすでに報告されている。

筆者は北九州の“石英玄武岩”類について、岩石学的研究をすゝめているが、先づ壱岐島のものについて、その結果を報告する。

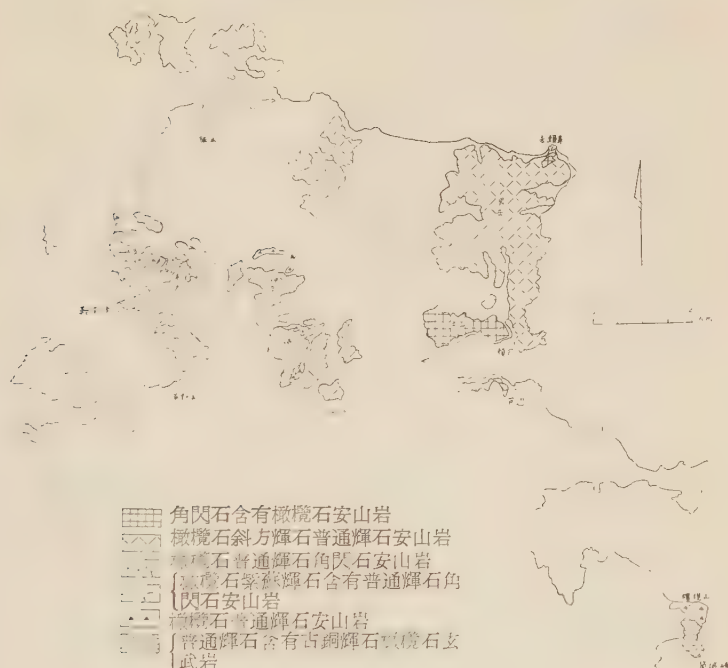
本研究について、御指導を賜った東北大学岩鉱教室河野義礼教授と有益な御助言をあたえられた青木謙一郎氏に深謝する。又、協力をえた愛媛大学文学部地学教室石橋澄氏と本学鬼塚哲彦氏に謝意を表する。

2. 石英玄武岩類の分布

壱岐島の地質については松井⁵⁾による郷ノ浦勝本及び芦辺図幅、青木¹⁾によつて作製されている。石英玄武岩類は本島の湯ノ本一国分—芦辺以北に主として分布するが、それより南東部の鶴城崎及び椎現山にも小露出がある。北部の分布地は箱崎村東部、勝本東部

* 福岡学芸大学福岡分校

第1図 宅岐島の石英玄武岩類の分布図



一袖岳一燈山及び本宮附近であり、数々の熔岩流として、勝木層（中新世）及び粗面玄武岩類をおおつて流出している。これらは、例えば箱崎村東海岸にみられる様に、小褶曲を繰返しており、層高約 60m、全体的には標高 100m の丘陵を形成している。その上に男岳（147m）、女岳などが円頂丘を形成している。久袖岳北の谷、鞍間滝北部などでは巾 10~20m の岩脈としても露出し、これらは、柱状節理の発達が著しい。石英玄武岩類は芦辺、諸吉、檜山東方丘、岳ノ山及び湯野本北方などで、その後噴出した粗面玄武岩類によつてお、われている。本島のアルカリ玄武岩類の活動はすべて洪積世と考えられるので、“石英玄武岩”類の喷出の時期も同時代である。筆者によつて調査された宅岐島の“石英玄武岩”類の分布は第1図に示した。

3. 顕微鏡的記載

宅岐島の所謂石英玄武岩類は顕微鏡的観察から次の様に分類される。

(1) 輝石玄武岩～安山岩類

(i) 古銅輝石橄欖石玄武岩

第1表 老岐島産所謂石英玄武岩類の

Nos.	斑 晶			
	斜長石	橄欖石	斜方輝石	単斜輝石
2	$\gamma=1.580$ $\alpha=1.555$ An ₈₂₋₅₂	変質	—	—
3	$\gamma=1.577$ $\alpha=1.552$ An ₇₆₋₄₆	変質	—	—
4	n. d.	2V $\alpha=87^{\circ}\sim 80^{\circ}$ Fa 19~34	—	普通輝石 2V $\gamma=51^{\circ}\sim 47^{\circ}$
5	$\gamma=1.576$ $\alpha=1.553$ An ₇₄₋₄₈	変質	古銅輝石—紫蘇輝石 2V $\alpha=71^{\circ}\sim 60^{\circ}$ Fs 25~35	普通輝石 $\beta=1.691\sim 1.694$ 2V $\gamma=52^{\circ}\sim 46^{\circ}$ c \wedge Z=40 $^{\circ}\sim 44^{\circ}$ Wo ₄₁ En ₄₀ Fs ₁₉
6	n. d.	変質	紫蘇輝石 2V $\alpha=64^{\circ}\sim 57^{\circ}$ Fs 32~39	普通輝石 2V $\gamma=53^{\circ}\sim 49^{\circ}$
7	$\gamma=1.575$ $\alpha=1.553$ An ₇₃₋₄₈	変質	—	普通輝石 $\beta=1.690\sim 1.695$ 2V $\gamma=49^{\circ}\sim 43^{\circ}$ Wo ₃₉ En ₄₁ Fs ₂₀
8	$\gamma=1.573$ $\beta=1.567\sim 1.569$ $\gamma=1.551$ An ₇₀₋₄₄	変質	—	普通輝石 2V $\gamma=49^{\circ}\sim 44^{\circ}$
9	n. d.	変質	紫蘇輝石 2V $\alpha=59^{\circ}\sim 55^{\circ}$ Fs 37~42	普通輝石 2V $\gamma=52^{\circ}\sim 46^{\circ}$ c \wedge Z=51 $^{\circ}\sim 47^{\circ}$
10	n. d.	2V $\alpha=87^{\circ}\sim 78^{\circ}$ Fa 19~38	古銅輝石 2V $\alpha=70^{\circ}\sim 64^{\circ}$ Fs 27~32	普通輝石 $\beta=1.693\sim 1.696$ 2V $\gamma=52^{\circ}\sim 46^{\circ}$ Wo ₄₁ En ₃₉ Fs ₂₀
11	$\gamma=1.572$ $\alpha=1.551$ An ₆₈₋₄₅	2V $\alpha=82^{\circ}\sim 79^{\circ}$ Fa 21~36	古銅輝石 $\beta=1.690\sim 1.695$ 2V $\alpha=70^{\circ}\sim 64^{\circ}$ Fs 27~32	普通輝石 $\beta=1.689\sim 1.693$ 2V $\gamma=50^{\circ}\sim 46^{\circ}$ Wo ₄₁ En ₄₂ Fs ₁₇
12	n. d.	2V $\alpha=83^{\circ}$ Fa 27	紫蘇輝石 2V $\alpha=65^{\circ}\sim 58^{\circ}$ Fs 31~37	普通輝石 2V $\gamma=55^{\circ}\sim 50^{\circ}$
13	n. d.	2V $\alpha=87^{\circ}\sim 83^{\circ}$ Fa 19~27	紫蘇輝石 2V $\alpha=65^{\circ}\sim 61^{\circ}$ Fs 31~35	普通輝石 $\beta=1.692\sim 1.696$ 2V $\gamma=55^{\circ}\sim 47^{\circ}$ Wo ₄₃ En ₃₀ Fs ₁₉
14	$\gamma=1.575$ $\alpha=1.553$ An ₇₃₋₅₈	2V $\alpha=84^{\circ}\sim 81^{\circ}$ Fa 25~32	紫蘇輝石 2V $\alpha=64^{\circ}\sim 60^{\circ}$ Fs 32~36	普通輝石 $\beta=1.687\sim 1.692$ 2V $\gamma=53^{\circ}\sim 48^{\circ}$ Wo ₄₂ En ₄₂ Fs ₁₆
15	$\gamma=1.570$ $\alpha=1.555$ An ₆₄₋₂₅	2V $\alpha=86^{\circ}\sim 84^{\circ}$ Fa 21~26	紫蘇輝石 2V $\alpha=65^{\circ}\sim 55^{\circ}$ Fs 37~42	普通輝石 $\beta=1.695\sim 1.698$ 2V $\gamma=52^{\circ}\sim 48^{\circ}$ Wo ₄₁ En ₃₇ Fs ₂₂

Nos は第2表に対応する

主成分鉱物の光学的性質

角閃石	石 基		
	斜長石	斜方輝石	単斜輝石
オパサイト化	$\gamma=1.573$ $\alpha=1.552$ An ₆₉₋₄₆ アノソクレス	n. d.	普通輝石 $\beta=1.673 \sim 1.676$
オパサイト化	$\gamma=1.569$ $\alpha=1.549$ An ₆₂₋₄₁ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=60^\circ \sim 55^\circ$ Fs 36~42	普通輝石 $2V\gamma=48^\circ \sim 45^\circ$
角閃石 $2V\alpha=88^\circ \sim 80^\circ$ $c \wedge Z=6^\circ \sim 13^\circ$	n. d. アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=64^\circ \sim 57^\circ$ Fs 32~39	普通輝石 $2V\gamma=51^\circ \sim 46^\circ$
——	$\gamma=1.573$ $\alpha=1.550$ An ₆₉₋₄₂ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=62^\circ \sim 55^\circ$ Fs 34~42	普通輝石 $\beta=1.695 \sim 1.700$ $2V\gamma=49^\circ \sim 45^\circ$ Wo ₃₉ En ₃₈ Fs ₂₃
角閃石 $2V\alpha=83^\circ \sim 77^\circ$ $c \wedge Z=2^\circ \sim 13^\circ$	n. d. アノソクレス	n. d.	n. d.
オパサイト化	$\gamma=1.568$ $\alpha=1.550$ An ₆₀₋₄₃ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=62^\circ \sim 56^\circ$ Fs 34~41	普通輝石 $2V\gamma=47^\circ \sim 42^\circ$
——	$\gamma=1.569$ $\alpha=1.547$ An ₆₂₋₃₇ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=49^\circ \sim 43^\circ$ Fs 30~41	普通輝石 $\beta=1.688 \sim 1.690$ $2V\gamma=49^\circ \sim 43^\circ$ Wo ₄₀ En ₄₄ Fs ₁₆
——	n. d. アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=56^\circ \sim 53^\circ$ Fs 41~45	普通輝石 $2V\gamma=50^\circ \sim 43^\circ$
——	$\gamma=1.570$ $\alpha=1.549$ An ₆₄₋₄₁ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=68^\circ \sim 63^\circ$ Fs 28~33	普通輝石 $\beta=1.695 \sim 1.699$ $2V\gamma=48^\circ \sim 45^\circ$ Wo ₃₉ En ₃₈ Fs ₂₃
——	$\gamma=1.563$ $\alpha=1.543$ An ₅₁₋₃₀ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=67^\circ \sim 58^\circ$ Fs 29~37	普通輝石 $\beta=1.690 \sim 1.698$ $2V\gamma=48^\circ \sim 45^\circ$ Wo ₄₀ En ₄₀ Fs ₂₀
——	n. d. アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=60^\circ \sim 56^\circ$ Fs 36~41	普通輝石 $2V\gamma=51^\circ \sim 46^\circ$
——	$\gamma=1.563$ $\alpha=1.543$ An ₅₁₋₃₀ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=67^\circ \sim 58^\circ$ Fs 29~37	普通輝石 $\beta=1.690 \sim 1.698$ $2V\gamma=48^\circ \sim 45^\circ$ Wo ₄₀ En ₄₀ Fs ₂₀
——	$\gamma=1.569$ $\alpha=1.553$ An ₆₂₋₄₈ アノソクレス	紫蘇輝石 $2V\alpha=61^\circ \sim 56^\circ$ Fs 35~41	普通輝石 $\beta=1.688 \sim 1.695$ $2V\gamma=51^\circ \sim 45^\circ$ Wo ₄₁ En ₄₂ Fs ₁₇
——	$\gamma=1.567$ $\alpha=1.549$ An ₅₉₋₄₁	n. d.	普通輝石 $\beta=1.696 \sim 1.700$ $2V\gamma=50^\circ \sim 42^\circ$ Wo ₃₇ En ₃₈ Fs ₂₅

- (ii) 橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩
- (iii) 橄欖石普通輝石安山岩
- (2) 角閃石安山岩類
 - (i) 橄欖石紫蘇輝石含有普通輝石角閃石安山岩
 - (ii) 角閃石含有橄欖石安山岩
 - (iii) 橄欖石普通輝石角閃石安山岩

これら岩類はいずれもカルク・アルカリ岩系に属する。各岩型の主なる構成鉱物とその光学的性質は第1表に示した。以下各岩型について略述する。

輝石玄武岩～安山岩類 (i) 古銅輝石橄欖石玄武岩：本岩は筒城崎附近に露出する。鏡下に於て、斑晶橄欖石は最も多量をしめ、大きさ 0.7mm 以下、半自形乃至不規則形状の骸晶を示している。又、劈開にそつて、イタングサイト化し、磁鉄鉱を包裹する。古銅輝石は橄欖石斑晶の周辺に反応縁を形成しているが、単晶としても存在し、長さ 0.8mm 以下の自形柱状、多色性 (X =淡黄褐色, Z =淡色) が認められる。稀に普通輝石斑晶を含むものがある。微斑晶として、磁鉄鉱 (大きさ 0.3mm 以下の不規則粒状) を含む。石基鉱物は斜長石、普通輝石、紫蘇輝石を主とし、ほかにアノソクレース、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、褐色ガラス及び珪酸鋁物がある。

(ii) 橄欖石斜方輝石普通輝石安山岩：この岩型に属するものは本島に於ける石英玄武岩の大部分を構成している。斑晶鉱物の量は極めて変化にとみ、比較的斑晶にとむものと、斑晶に乏しいものとがある。前者は勝本町と箱崎村境界附近から神岳及び檜山に分布するもので、その他のこの岩型分布地のものは後者に属し、本島で最も範囲をしめている。斑晶橄欖石は後者ではこれを欠くものもあるが、一般に少量、大きさ 1mm 以下、平均 0.3mm、蛇紋石化しているものが多い。前者では大きさ 2mm 以下、最も多量をしめている。その一般的性質は前述の岩型のものと同様である。斜方輝石は両者に於て、量及び大きさの差が認められない。長さ 1.5mm 以下の半自形柱状、微細な多色性、累帯構造が認められ、しばしば普通輝石と連晶している。普通輝石は一般に自形短柱状、長さ 0.6mm 以下であるがまれに 1mm に達するものがある。(100) 面上の双晶及び累帯構造を示し、又、波動消光をしめす。斜長石斑晶は特に後者に多い。一般に長さ 1mm 以下の自～半自形柱状、すべて双晶している。磁鉄鉱の微斑晶を含む。石基構成鉱物は斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、アノソクレース、珪酸鋁物及び褐色ガラスで黒雲母を含むものもある。この岩型には、石英及び斜長石捕獲殘晶 ($\gamma=1.567$ $\alpha=1.545$ An_{59-33}) が比較的多く含まれている。

(iii) 橄欖石普通輝石安山岩：この岩石は本島では少なく、火箭ノ辻北麓、神岳南、権現山などに分布している。一般に、前述の岩型におおわれているが、権現山では古銅輝石及び玄武岩をおおっている。有色鉱物は少なく、斑晶も小さい。斑晶斜長石は最も多く、長さ 1mm 以下の自形柱状、橄欖石及び普通輝石は大きさ 0.5mm 以下で、これらの一般的性質は前述の各岩型に類似している。石基鉱物も同様である。檜山及び権現山に産するものは斑晶普通輝石は少く、橄欖石は大きさ 1mm 以下比較的多量をしめ且つ石基鉱物としても斜方輝石と反応関係を有する橄欖石が認められ、 $IV_{a \rightarrow d}$ 型を示している。この岩型も斜長石及び石英捕獲殘晶を比較的多量に含んでいる。

角閃石安山岩類 (i) 橄欖石紫蘇輝石含有普通輝石角閃石安山岩：鯨伏鞍間滝で勝本層をおおって僅かに露出するものである。鏡下で、斑晶角閃石は最も多量で、長さ 5mm 以下の自形～半自形柱状、オパサイト縁を有し、多色性 (X=淡褐色, Z=緑褐色) 著しく、しばしば石基鉱物によって濁入されている。又、橄欖石と反応関係が認められる。普通輝石は長さ約 0.5mm の半自形柱状、且つ、輝石は少く、長さ約 0.7mm の半自形柱状、且つ普通輝石と連晶している。橄欖石は稀で、大きさ 1.2mm 以下、ほとんど蛇紋石化している。斜長石は長さ 4mm 以下の自形～半自形、しばしば集斑晶を呈し、すべて双晶している。石基は極めて微小、構成鉱物は前述の各岩型に類似するが、褐色ガラスはむしろ少い。芦辺諸吉に産するものはこれと同種のものであるが、角閃石斑晶が著しく少く且つ、全くオパサイト化している。

(ii) 角閃石含有斑岩安山岩：筈崎村中山に可成り広く分布し、他に赤瀬鼻上部と芦辺石切場に小露出がみられる。鏡下で、有色鉱物は極めて少い。斑晶斜長石は最も多量をしめ、長さ 2.8mm 以下の自形～半自形、すべて双晶している。橄欖石は大きさ 0.8mm 以下、すべてイザングサイト化し、且つ磁鉄鉱の反応縁を有している。角閃石は稀で、長さ 2.5mm 以下の自形～半自形柱状、完全にオパサイト化している。石基鉱物は前述の各岩型に類似する。捕獲結晶として斜長石は一般に少い。又、石英は殆ど残存していない。

(iii) 橄欖石普通輝石角閃石安山岩：神通辻西方の谷に発達するものである。鏡下で、斑晶角閃石は最も多量で、長さ 6.5mm 以下の柱状、多色性 (X=淡褐色, Y=黄褐色, Z=緑褐色) 著しい。オパサイト縁を有し、異常構造が認められる。(100) 面上の双晶も顕著である。橄欖石と反応関係を有する。普通輝石は長さ 4mm 以下の自～半自形柱状、(100) 面上の双晶と異常構造が認められる。橄欖石は大きさ 1.5mm 以下、周縁はイザングサイト化している。斜長石は長さ 3mm 以下の自～半自形、すべて双晶している。石基は極めて微小で、構成鉱物は前述の各岩型に類似している。

4. 化 学 組 成

志岐島の“石英玄武岩”類のうち、14 個の化学分析を行つた。その総化学組成は第 2 表に示す如くである。そのうち、筒城崎のもの(青木¹⁾)によつて示されたものを加えた。表にみる如く、本島の“石英玄武岩”類の SiO_2 は 51～59% をしめしている。これは阿武地区の“石英玄武岩”類のそれとほぼ一致している。酸化物については、本島の各岩類がかなり斑晶にとむものと、そうでないものとが認められ、斑晶鉱物の量に応じて、総化学組成も変化にとんでいる。一般に、本島の“石英玄武岩”類は阿武地区の同種岩類に比較して、 $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ と CaO にとみ、 MgO に乏しいものが多い。又、 Al_2O_3 は岩型によつてかなり異り、有色鉱物の少い岩型では 19% に達し、それにとむものでは 15% を示して、比較的乏しい。Peacock のアルカリ-石灰指数は 57.5 を示し、これは本島の“石英玄武岩”類について、青木が示した値と全く一致する。これは阿武地区の同種岩類の同指数 60 より小さく、又、本邦の主なるカルク・アルカリ岩類の分布地のそれに比べて一般に小さい。次に、この化学組成から算出されたノルム鉱物をみるに、すべてノルム石英を有し、2.2～9.8% の範囲を示している。これは阿武地区の同種岩類の 2.5～26.6% よりやや低い傾向にある。しかし、これらの値はこの種の岩類に普通に含

第2表 壱岐島産石英玄武岩

Nos.	1	2	3	4	5	6	7	8
	Ⅱd	Ⅷd	Ⅷd	Ⅸd	Ⅹd	Ⅺd	Ⅻd	Ⅼd
SiO ₂	50.90	52.52	52.55	53.25	53.37	53.53	53.75	53.80
TiO ₂	1.30	0.78	0.75	1.87	1.01	1.69	0.97	1.51
Al ₂ O ₃	16.80	19.10	18.86	16.38	15.41	17.61	18.17	18.02
Fe ₂ O ₃	3.19	5.04	5.08	4.05	2.54	3.03	3.85	3.47
FeO	7.09	4.50	4.82	5.01	7.33	5.18	5.21	5.18
MnO	0.20	0.16	0.15	0.13	0.12	0.16	0.11	0.12
MgO	7.69	3.61	3.79	4.64	4.86	4.00	3.61	3.55
CaO	8.48	7.99	8.21	7.87	7.42	7.63	7.47	7.81
Na ₂ O	2.69	3.20	3.10	3.30	3.19	3.43	3.43	2.90
K ₂ O	0.55	1.37	1.41	1.81	2.04	1.85	1.72	2.33
P ₂ O ₅	0.23	0.24	0.19	0.22	0.07	0.24	0.29	0.29
H ₂ O(+)	0.75	1.20	0.85	1.08	1.29	1.24	1.07	0.69
H ₂ O(-)	0.31	0.65	0.54	0.49	1.38	0.59	0.56	0.24
Total	100.18	100.36	100.30	100.10	100.03	100.18	100.21	99.91

分析者, No. 1, 松本¹⁾, Nos. 2~15, 応地

1. 古銅輝石橄欖石玄武岩, 筒城崎
2. 角閃石含有橄欖石安山岩, 瀬戸西岸
3. 同, 中山岬
4. 橄欖石普通輝石角閃石安山岩, 勝本町本宮
5. 橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 神谷西方谷
6. 橄欖石紫蘇輝石含有普通輝石角閃石安山岩, 勝本町較間滝
7. 角閃石橄欖石普通輝石安山岩, 勝本町本宮
8. 橄欖石普通輝石安山岩, 岳山北方谷

まれている石英捕獲結晶の量による影響があり, 特に阿武地区千石台のものは約4%に及び石英捕獲結晶を含有している。いづれにしても“石英玄武岩”類は石基中に珪酸鋇物が存在しているので, SiO₂に過飽和であり, ノルム石英が算出される。

5. 壱岐島産所謂“石英玄武岩”類の特長

壱岐島の所謂石英玄武岩類は洪積世のものと考えられ, アルカリ玄武岩類をおおい, 更にこれにおおわれている。一方, 阿武地区及び伊万里以西の同様な岩類も同時期のものと考えられ, それぞれの地区のアルカリ玄武岩類の活動後に噴出している。しかし, これらの地くでは, その後のアルカリ玄武岩類の流出はみられず, 本島の“石英玄武岩”類の産状と異つている。又, 本島西方の小呂島では, アルカリ玄武岩類をはさんで上下に“石英玄武岩”類が噴出している。すなわち, 上下の“石英玄武岩”類の流出の間に時間的間隙があつたことが考えられる。本島の“石英玄武岩”類についてはかゝる事実は見出されない。

本島の“石英玄武岩”類は前述の如く, 輝石玄武岩—安山岩類と角閃石安山岩類に大別され, 前者が広く分布し, 後者は比較的産出が少い。又, 後者は比較的塩基性岩であ

岩類の化学組成

9	10	11	12	13	14	15
▽ d	▽ d	▽ d	▽ d	▽ d	▽ d	▽ d
54.41	55.04	55.10	55.33	55.65	57.48	58.97
1.04	1.09	0.95	1.33	0.64	0.54	0.95
17.22	16.10	15.68	17.92	14.93	15.08	16.43
3.26	2.11	2.84	3.10	2.46	2.46	2.24
5.17	6.40	5.77	4.67	6.71	5.56	4.39
0.15	0.12	0.13	0.19	0.13	0.12	0.10
4.33	6.03	6.01	3.46	5.98	6.19	2.83
8.20	6.68	6.96	8.01	7.00	6.72	4.96
2.71	3.01	3.15	3.21	3.00	2.80	3.37
1.84	2.45	2.22	2.31	2.27	2.19	3.56
0.12	0.12	0.11	0.17	0.29	0.10	0.19
0.99	0.79	0.96	0.68	1.02	0.61	1.64
0.53	0.27	0.48	0.58	0.17	0.33	0.35
99.97	100.21	100.36	100.96	100.25	100.18	99.98

9. 橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 男岳
10. 普通輝石橄欖石紫蘇輝石安山岩, 勝本町北触
11. 普通輝石古銅輝石橄欖石安山岩, 和合浜上
12. 橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 箱崎村恵須美
13. 紫蘇輝石普通輝石橄欖石安山岩, 勝本町新城
14. 普通輝石紫蘇輝石橄欖石安山岩, 神岳頂部
15. 橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 勝本町鞍間滝北方海岸

り、捕獲結晶として、石英は稀で、斜長石も少いことが特徴である。

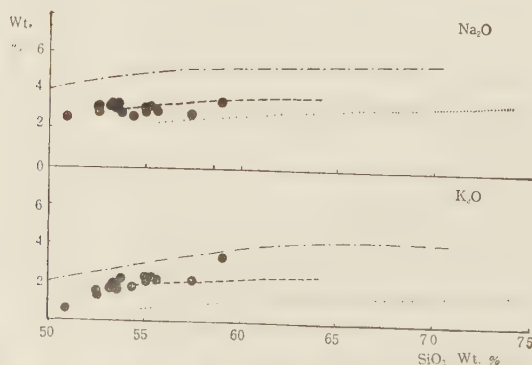
本島の“石英玄武岩”類は斑晶鉱物の量的割合にかなり変化がみられる。斜長石は斑晶及び石英として普通に含まれ、夫々 An_{62-44} , An_{69-30} を示している。これは阿武地区の同種岩類の斜長石に比較してや、Na にとむ傾向にある。又、本島のアルカリ玄武岩類¹⁾の略同じ化学組成をしめすものに比較して、“石英玄武岩”類の斜長石はより基性であることは阿武地区の場合と同様である。単斜及び斜方輝石の成分は阿武地区のそれより幾分 Fe にとむものが多いことが認められる。又、橄欖石斑晶の反応縁としてのビジオン輝石が青木¹⁾によつて報告されている。橄欖石は一般に斑晶としてのみ産し、石英としては前述の如く、楢山及び権現山の安山岩中に稀に見出される。本島の各岩類のそれは阿武地区のものに比べてや、Fe にとむ傾向がある。いずれも褐色角閃石である。一方、阿武地区のそれは各岩類に比較的多量含まれており、いずれも所謂酸化角閃石に属する。本島ではこれらの角閃石は比較的確基性岩にふくまれている。このことは、角閃石が比較的早期に晶出したことを意味し、青木の述べた如く、アルカリ玄武岩マグマから生じた混成マグマが早期に何か特殊の条件（例えば揮発性成分の局部的濃集など）で温度の低下を来した結果比較的早い時期に角閃石を晶出したものであろう。

この岩類には石英及び斜長石捕獲結晶が普通に含まれている。しかし、筒崎玄武岩及び岳の山北方の安山岩などの比較的早期を示す岩類中には いずれも 見出されないのは 同化

されてしまったか又は同化の量が少なかったかのいづれかにちがいない。角閃石安山岩類中にこれらの捕獲結晶が少いのも同様の理由によるものと思われる。特に石英は稀である。石英捕獲結晶の同化の状態をみるに (i) 単斜輝石の微小結晶又は粒からなるコロナを有するもの, ii) 更にそのコロナに褐色ガラス又は時として珪酸鋳物を混入する場合, iii) コロナを全く有しないもの, などが認められ、これらのうち, ii) の場合が最も多く, iii) の場合は極めて稀である。斜長石の捕獲結晶の産状についても、次の3段階が認められる。i) 斜長石結晶の内部に同心円状に虫喰い状に同化されたもの ii) 結晶内部全体に亘つて虫喰い状に同化が進むが、尙本来の斜長石の性質（例えば集片双晶など）をのこすもの, iii) 結晶内部が完全に虫喰い状に浸されて、外縁は石基の酸性斜長石によつて包圍されて本来の斜長石の性質は全く失われているものなどが認められる。この様なものは結晶内部の虫喰いの部分及び最外縁はしばしば狭長なノソクレースにより包まれている。更に又、同化がすゝめば結晶内部の虫喰いは大きくなり、ガラス化しており、一層同化がすゝむと結晶全体がガラス化している。かゝる状態を示す斜長石を含む岩石は石基に褐色ガラスが多い。本島の各岩類について, ii) と iii) の場合が最も多く認められる。

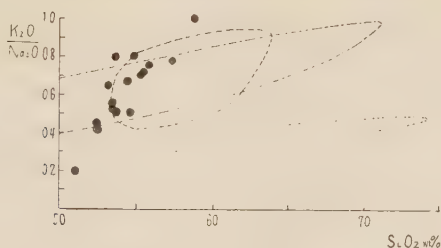
次に本島の“石英玄武岩”類の化学組成の特徴について考察するために、 SiO_2 に対する Na_2O と K_2O の変化図を第2図に示した。この図をみるに、本島の“石英玄武岩”類は併せ示した本島のアルカリ玄武岩類及び伊豆箱根地方の紫蘇輝石岩系（無斑晶質）の平均変化曲線との中間に点示される。これは又、阿武地区の同種岩類の同曲線と全く等しい傾向を示すものであり、“石英玄武岩”類はソレアイト質起源カルク・アルカリ岩系より Na_2O と K_2O にとみ、アルカリ岩系より乏しい。又、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ をみるために、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 変化図を第3図に示した。同図によれば、本島の“石英玄武岩”類の $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ は SiO_2 の増加に伴つて急速に増大している。阿武地区の同種岩類も略同様の傾向を示しており、伊豆箱根地方の前記の紫蘇輝石岩系の平均変化範囲よりかなり上方

第2図 $\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 変化図



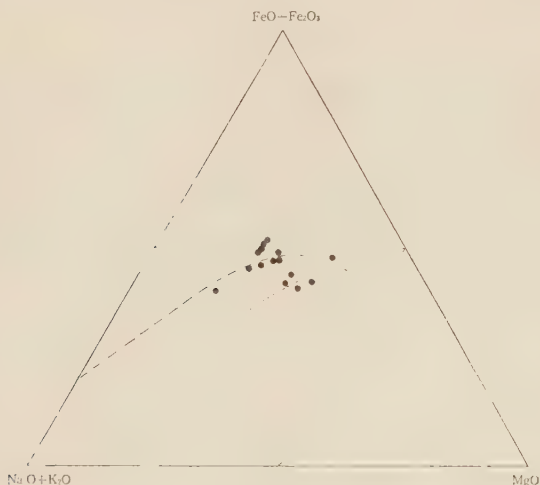
黒丸： 志岐島産所謂石英玄武岩類，破線： 阿武地区産所謂石英玄武岩類，点線： 伊豆・箱根地方無斑晶質紫蘇輝石岩系，鎖線： 志岐島アルカリ岩系の平均変化曲線

第3図 K_2O/Na_2O-SiO_2 変化図



記号は第2図に同じ。

第4図 $MgO-FeO+Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ 三角形図



記号は夫々第2図に同じ

にのびている。本島のアルカリ岩系も SiO_2 の増加に伴つて、 K_2O/Na_2O は増加する傾向がみられるが、それは“石英玄武岩”類に比べて著しくない。この K_2O/Na_2O の急激なる増加はアルカリ玄武岩マグマから由来したカルク・アルカリ岩系の特徴の一つと考えられる。

次に本島の“石英玄武岩”類の分化経路をみるために、 $MgO-FeO+Fe_2O_3-Na_2O-K_2O$ 三角形図を第4図に示した。この図から明らかな如く、本島の“石英玄武岩”類はいずれも伊豆箱根地方の紫蘇輝石質岩系（無斑晶質）の平均分化曲線より下方にづれて示され、本島のアルカリ岩系の平均分化曲線と同様の経路を辿っている。又、これより

更に下方に点示されるものがあるが、これらは橄欖石斑晶の多いものであるもので、これを除いた石基のみについて考察すれば、他の岩類に近く点示される筈である。本島の“石英玄武岩”類の分化経路は同図に示した阿武地区のそれとはかなりことなっている。

本島の“石英玄武岩”類の分化について、青木はかゝる岩類はアルカリ橄欖石玄武岩マグマが早期は花崗岩質岩石を同化して生じた混成マグマから、混成作用を伴う晶出分化作用によつて進化したと論じている。本島の“石英玄武岩”類の大部分はこの様な早期の混成マグマから分化したものと思われる。一方、神岳南、その他では $\text{Na} \rightarrow \text{d}$ 型、 IV_d 型安山岩が分布しており、岳山東方では IV_d 型粗面玄武岩中に、橄欖石斑晶とマグマとの反応によつて、占銅輝石 (Fs 26) を生じているものが認められる。又、高尾嶺⁶⁾でも IV_d 型粗面玄武岩の晶洞中に紫蘇輝石を生じている。このことは本島の“石英玄武岩”類も更に分化のすゝんだ輝石を晶出する時期のアルカリ玄武岩マグマから生じた混成マグマからも由来したことを示唆している。この様な事実は阿武地区に於ても認められる。この岩類の分化に関しては尙関連地域の同種岩類を検討して後に詳述する予定である。

引 用 文 献

- 1) 青木謙一郎, 火山, **3**, 1~16, 1958; Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 2613~310, 1959.
- 2) 酒井栄吾, 地質, **46**, 275. 1939.
- 3) 杉 建一, 九大研報, **3**, 7~12, 1051; 応地善雄, 岩鉞, **44**, 129~141, 1960.
- 4) 応地善雄, 岩鉞, **44**, 67, 1960.
- 5) 松井和典, 5万分の1地質図幅説明書, 勝本, 郷ノ浦, 芦辺, 地調, 1958.
- 6) 砂川一郎, 林徳衛, 松井和典, 鉞物, **2**, 282~286, 1955.

松尾鉾山産鉄蛋白石に就いて

On the opal-jasper from the Matsuo mine

鈴木 敏 明 (Toshiaki Suzuki)*

1. 緒 言

鉾染硫黄鉾床では一般に蛋白石化作用が著るしいので、各地の硫黄鉾床から蛋白石の産出¹⁾が報告されている。松尾鉾床にも種々の色彩を示す蛋白石が認められるが、それらの一部は鉄蛋白石になっている。鉄蛋白石に就いては硫黄鉾床からの産出は未だない様である。以下に本鉾物の産状、性質の若干に就いて報告する。

2. 鉄 蛋 白 石

a. 産状 普通の蛋白石は蛋白石化作用の顕著な部分に微脈状或は不規則塊をなして産するが、鉄蛋白石は硫黄鉾床、特に第3鉾体の硫黄鉾石中に角礫状をなして産し、硫化鉾体には埋められない。又稀に下部中岩の変質帯に属する粘土化帯と蛋白石帯の境界部附近にレンズ状脈をなす。本報告では主としてレンズ状脈をなすものに就いて述べる。

b. 肉眼観察 本鉾床の蛋白石は乳白色半透明のものが最も多く、その他白、淡緑白、黝黒、褐色、時に桃色の美麗なものがある。鉄蛋白石は赤色乃至濃紅色で不透明である。

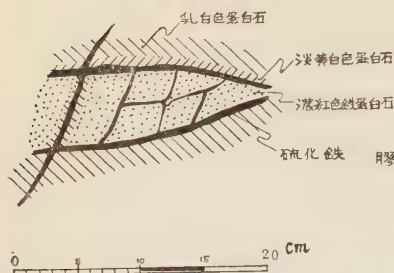
脈状のものは脈全部が鉄蛋白石になっているのではなく、第1図の様に略々中心部に限られ、外側に向つて色が次第に変化している。同じ模式的な順序を示せば次の様である。濃紅色—赤色—黄白色—乳白色—淡褐色、何れも濃赤色のものでは約6であるが、外部のものは極めて軟質で、乳白色のものでは硬度が2~3と見做される。従つて乳白色のものは純粋な蛋白石ではないかも知れる。これらの色の異なる部分は概して明瞭な境界を示している。又一部の脈には環状構造の認められることがあり、この環状構造は鉄蛋白石の外周とは平行でなく、これを横切つている(第2図)。角礫状のものはその大きさが概ね径2cm以下で、1cm以下のものが多い。これは濃赤色を示すものではなく、概ね赤色を呈している。一般に鉄蛋白石は貝殻状断面を示し、不透明で玻璃光沢を示している。

c. 顕微鏡観察 脈状鉄蛋白石を鏡下で検すると無色透明に近く、カナダバルサムより低屈折率を示す等方性鉾物と赤色鉾物とからなっている。濃紅色の部分では大部分が赤色鉾物となり、その中に0.01mm前後の無色透明鉾物が鉾染状に少量散点しているが、赤色の部分では無色鉾物の量が増加し、その大きさも0.05mm以上のものが多くなり、微脈状を示す部分もある。これらの一部には橙色を呈する部分もある。

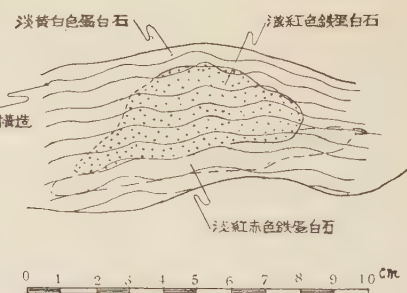
無色透明鉾物は多くの部分に収縮にもとずく亀裂が認められ、複屈折を示さないので、蛋白石と見做される。これらの中には0.02mm以下の大ききで、蛋白石と見做されるもの

* 松尾鉾産株式会社

第 1 図



第 2 図



より屈折率の高い鉱物が微量認められる。これは細長い形を示すものもあるが、不規則形を示すものが多い。尙鉄蛋白石に接する淡黄白色部にはこの鉱物が多く、弱い複屈折を示しており、後述のX線回折結果等から判断すればクリストバル石或は鱗珪石ではないかと思われる。

赤色鉱物は透過光線のみでは暗赤褐色を示し、複屈折も概して暗く赤色の美しい干渉色を示す。この鉱物は一般に極めて微細な為、個々の粒子の大きさは不明であるが、稀に明瞭な消光を示す 0.01mm 位の部分もある。

角礫状のものは一般に淡色で、橙色に近く、これは脱水に基づく収縮亀裂の顕著な蛋白石と水酸化鉄とが密に混合している。この橙色部の中には蛋白石のみの部分がある上に、

第 1 表

I	2θ	d (Å)	Min.
3.9	25.72	4.353	T
9.5	26.92	4.154	G
9.4	27.11	4.126	T
7.8	27.38	4.086	C, H?
1.2	36.64	3.0821	C?
1.5	38.85	2.9130	T
3.0	41.90	2.7092	G, H?
4.2	45.18	2.5214	G, C?, H?, T,
1.3	51.67	2.2225	G, C, H?, T,
	56.81	2.0364	T
1.8	57.41	2.0171	G, C
1.5	60.90	1.9114	G, C
1.9	63.48	1.8413	C?, T, H?
1.0	68.45	1.7221	G,
1.6	69.50	1.6993	G, C, H, T?
1.8	74.16	1.6069	C, T,
1.2	74.83	1.5944	G

H : 赤鉄鉱,

G : ゲーサイト,

C : クリスリバル石,

T : 鱗珪石

多量の不規則形を示す硫黄を包裹していることがある。又 0.05mm 前後の赤色鉱物が少量認められ、これも比較的強い複屈折を示すので、脈状鉄蛋白石中の赤色鉱物と同種類であると見做される。又橙色部は蛋白石の量が多い為か複屈折を示さない。

d. X線廻折 脈状の濃紅色を示すものに就いてX線粉末廻折を行い、その chart から求めた d (Å) と I を第1表に示した。尙撮影条件は 30KV, 10mA, スカンニングスピード $2^\circ/\text{min}$, 対陰極は Fe である。

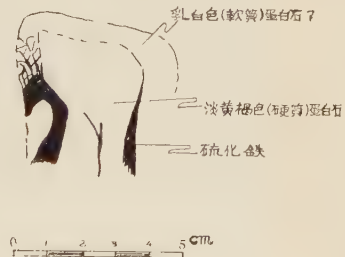
この結果によると鉄蛋白石中の赤色鉱物はゲーサイト (赤鉄鉱の混入も考えられる)、無色鉱物は鱗珪石、クリストバル石等であると考えられる。尙非晶質鉱物はX線廻折像では検し得ないが、鏡下で等方性の部分は多くの部分が蛋白石であると考えられる。

蛋白石からクリストバル石に結晶化することが、須藤²⁾により報告されている外、硫黄鉱床の変質母岩には蛋白石に伴ってクリストバル石及び鱗珪石が屢々産しているが、その密接な関係からクリストバル石及び鱗珪石は蛋白石より結晶化したものと思われる。従つて本鉱物中のクリストバル石及び鱗珪石が何れも蛋白中に含まれていることから、やはりこれらの鉱物は蛋白石から結晶化したものと考えられる。

e. 鉱床との関係 脈状鉄蛋白石は第1及び第3図の様に硫化鉄により貫かれている。即ち硬質部では鉄蛋白石の亀裂或は色の異なる部分の境界に沿つて硫化鉄が貫入していることが多く、軟質部では網状になつている。脈状鉄蛋白石は産出箇所が少ないので、硫黄との関係は不明である。角礫状のものは硫黄を包んだ様になつているものが多いので、硫黄化作用より遅れて生成したものと思われ、又稀に硫化鉄により交代された部分もある。

脈状鉄蛋白石が鉱床の周辺にあり、角礫状のものが硫黄鉱床に産することは恰も黒鉄々床の鉄石英の産状と極めて類似している。即ち木下亀城³⁾によると脈状鉄石英は鉱床の周辺に限つて産し、鉱床内には発見されないのに対し、角礫状の鉄石英は黒鉄・黄鉄・石膏中に角礫状をなして産するということである。

第 3 図

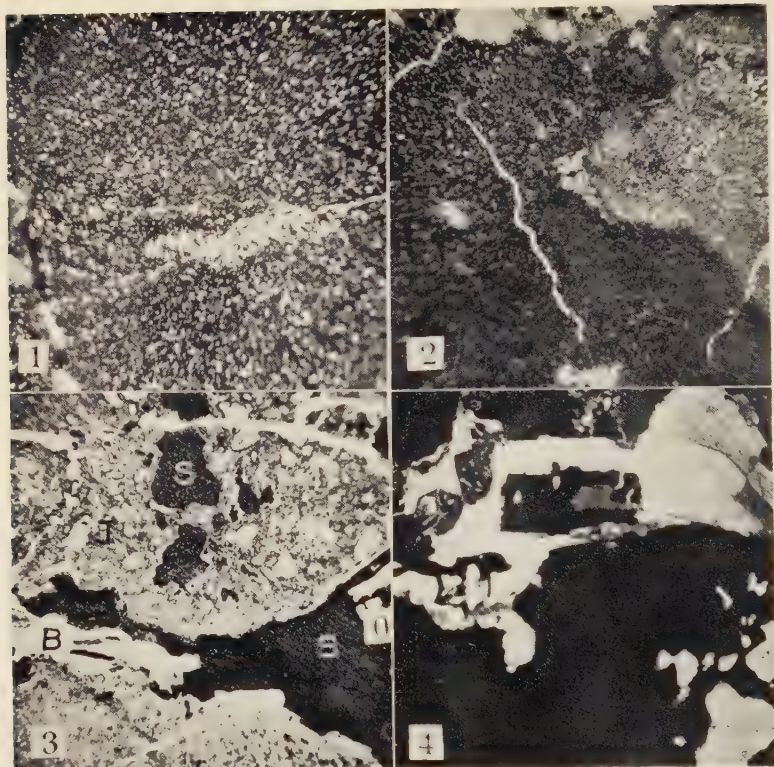


3. 要 約

松尾鉱床産の鉄蛋白石には脈状と角礫状の2種類があり、前者は鉱床周辺の変質帯に限られ、後者は硫黄鉱体中に産する。これらをX線廻折及び顕微鏡観察によつて検討した結果、ゲーサイト及び蛋白石の混合物で、蛋白石の一部がクリストバル石、鱗珪石に結晶化していることを明らかにした。

終りに本報文作製にあたり種々御懇篤なる御指導御便宜を賜つた東北大学竹内教授及びX線資料に便宜を与えられた東北大学南部松夫助教授に深甚なる謝意を表する。

第 4 図



1. 脈状鉄蛋白石濃紅色部 (−ニコル)
白色部：主として蛋白石
黒色部：ゲーサイト (及び赤鉄鉱)
×100
2. 脈状鉄蛋白石紅色部 (−ニコル)
白色部：主として蛋白石
濃黒色部：1と同様な部分
淡黒色部：ゲーサイトの少い部分
×100
3. 角礫状鉄蛋白石 (−ニコル)
J：鉄蛋白石 O：蛋白石
S：游離硫黄 B：空白部
×40
4. 角礫状鉄蛋白石 (＋ニコル)
(3から 0.7mm 左へずれた処)
3のSのみが複屈折を示したものの
×40

引 用 文 献

- 1) 伊藤貞市, 桜井欽一, 日本鉄物誌, 171, 1947. 中文館
- 2) Sudo, T., 地質雑, 56, 137~142, 1950.
- 3) 木下亀城, 本邦の黒鉄鉄床, 102~103, 1944. 丸善

磁 器 素 地 中 の ム ラ イ ト

Mullite in porcelain bodies

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)*

中 島 剛 (Tsuyoshi Nakashima)**

Abstract : Mullite was found in porcelain bodies heated at 1300°C, of which electron micrographs, X-ray powder diffractions and infrared absorption spectra were described.

1. 実 験 試 料

実験に用いた試料は日本陶器株式会社の好意によつて、同研究課に於いて筆者 (T.N.) が作成したものである。原料鉱物には新潟県金丸長石、愛知県御作珪石、朝鮮カオリン、新潟県村上粘土 (sericite and quartz) 及び熊本県天草陶石 (sericite and quartz) を使用、何れも径 8μ 以下に粉細した後、混合、水を加えてねり、 $1 \times 2 \times 3\text{cm}$ 大に成型、乾燥後、酸化雰囲気焙並びに還元雰囲気焙中で種々の温度に加熱、炉から取り出した後空气中で放冷した。ここに記す試料はこの中酸化雰囲気焙中で約 22 時間加熱後 1300°C にしたものである。

原料鉱物の混合割合は第 1 表の如くである。これを便宜上 SA, SB, M 及び K と符号付けた。これらの焼成試料は何れも白色を呈し、表面は平滑で、殆んど収縮、膨脹は認められなかつた。

次にこれらの表面をカーボランダム of 細粉で研磨した後、1.5% HF 溶液に 15 分間 (室温 15°C) 浸して表面を腐蝕し、水で洗滌、乾燥後、レプリカ法で電子顕微鏡写真を

第 1 表

符号	金丸長石	御作珪石	朝鮮 カオリン	村上粘土	天草陶石	備 考
S A	25%	25%	50%	—	—	御作珪石 の粉は径 8μ 以上
S B	25	25	50	—	—	同 8μ 以下
M	25	—	25	50	—	
K	25	—	25	—	50	

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

** 日本陶器株式会社 (本研究は東北大学在学中に行う)

撮影した。

2. 電子顕微鏡写真

この電子顕微鏡写真を第1図 (I)~(4) に掲げる。写真から明らかな様に SA, SB, M 及び K の何れにもムライトの長柱状結晶が見られる。結晶は斜方晶系に属し、柱面 (110) \wedge (1 $\bar{1}$ 0) はほぼ 90° で、又劈開が (010) に発達している。

曩に山本登¹⁾氏によつて、碍子用磁器中のムライトの電子顕微鏡写真が報告されているが、磁器素地中のムライトについては記されていない。

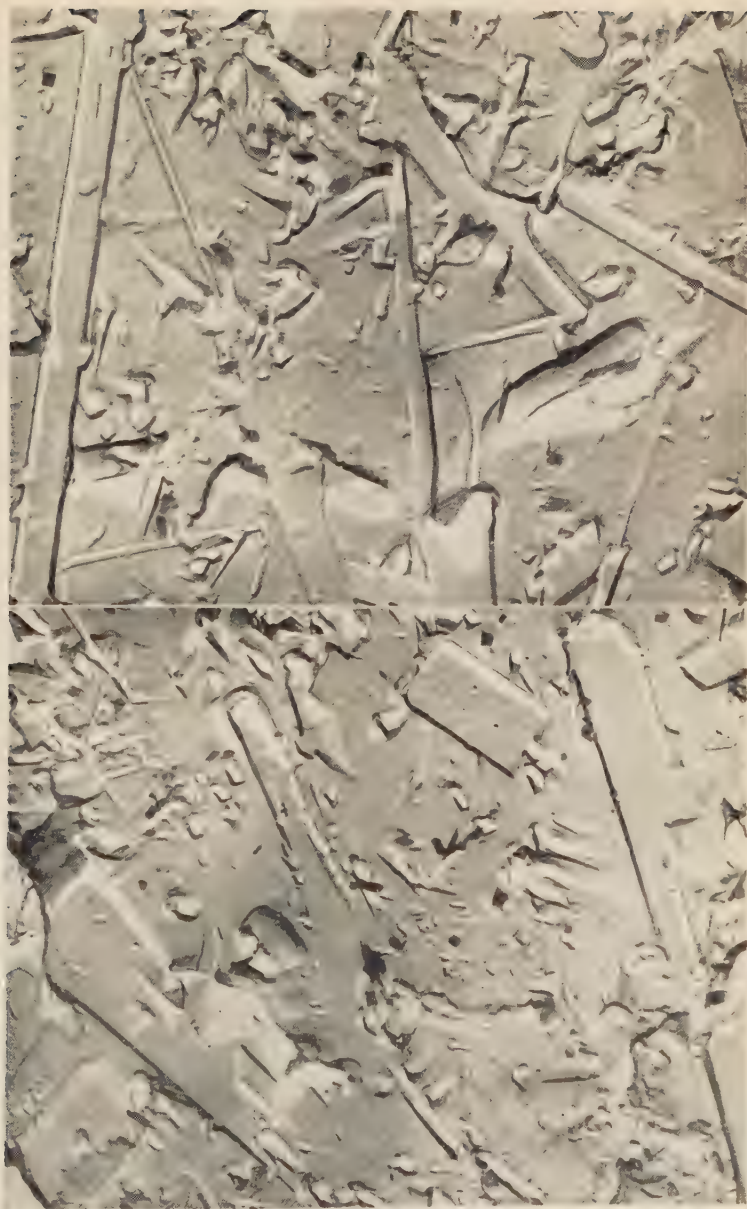
第1図から見られるように、ムライトは一般に磁器素地がガラス化した部分に顕著に発達し、ガラス化しない部分には石英が残存している。ムライトが最も大きく発達しているのは SA と M であり、試料によつて結晶の大きさに違いがあるのは、素地中の鉱物組成の違いに基づくものであろう。

第 2 表

SA		SB		M		K		Mullite (ASTM)			Associated quartz		
d(A)	I/I ₁	d(A)	I/I ₁	d(A)	I/I ₁	d(A)	I/I ₁	d(A)	I/I ₁	hkl	d(A)	I/I ₁	hkl
5.405b	15	5.405	33	5.372	35	5.405	37	5.36	40	110			
4.270	25	4.291	33	4.250	25	4.270	25				4.26	35	100
3.723		53.801	13							200			
3.401	20	3.414	47	3.414	67	3.427	25	3.41	71	120			
3.376	50	3.389	60	3.370	85	3.401	42	3.38	100	210			
3.351	100	3.363	100	3.326	100	3.363	100				3.343	100	101
2.885	13	2.894 b	13	2.876	25	2.894	13	2.88	25	001			
2.691	13	2.698	27	2.691	35	2.706	13	2.69	51	220			
2.543	28	2.550	33	2.543	50	2.550	23	2.54	60	111			
2.462	8					2.468	10				2.458	12	110
2.430	8					2.436	8	2.42	17	130			
2.287 b	8	2.292	13	2.287	17	2.292	13	2.29	24	201	2.282	12	102
2.238 b	8										2.237	6	111
2.206	20	2.212	40	2.201	50	2.212	20	2.20	75	121			
2.127 b	8	2.080 b	5	2.118 b	17	2.132	8	2.12	29	230	2.128	9	200
								1.885	9	400			
1.841	8	1.845	13	1.838	10	1.821	10	1.837	12	311			
1.824	8	1.824	13								1.817	17	112
						1.719	5	1.710	7	240			
1.701	8	1.707	13	1.701	17	1.698	5	1.692	13	420			
1.656	8	1.661	7								1.659	3	103
1.595	13							1.597	23	041			
								1.577	9	401			
1.544 b	8										1.541	15	211
1.523	13	1.528	25	1.523	35	1.523	13	1.522	59	331			
								1.459	12	421			
1.443	5	1.445	13	1.441 b	17	1.447 b	10	1.440	30	002			
				1.423	10			1.422	6	250			
						1.406	8	1.403	11	520			
						1.384	8				1.382	7	212
1.375	12					1.379 b	8				1.375	11	203

(b は巾の広い線を示す)

第 1 図 (1)



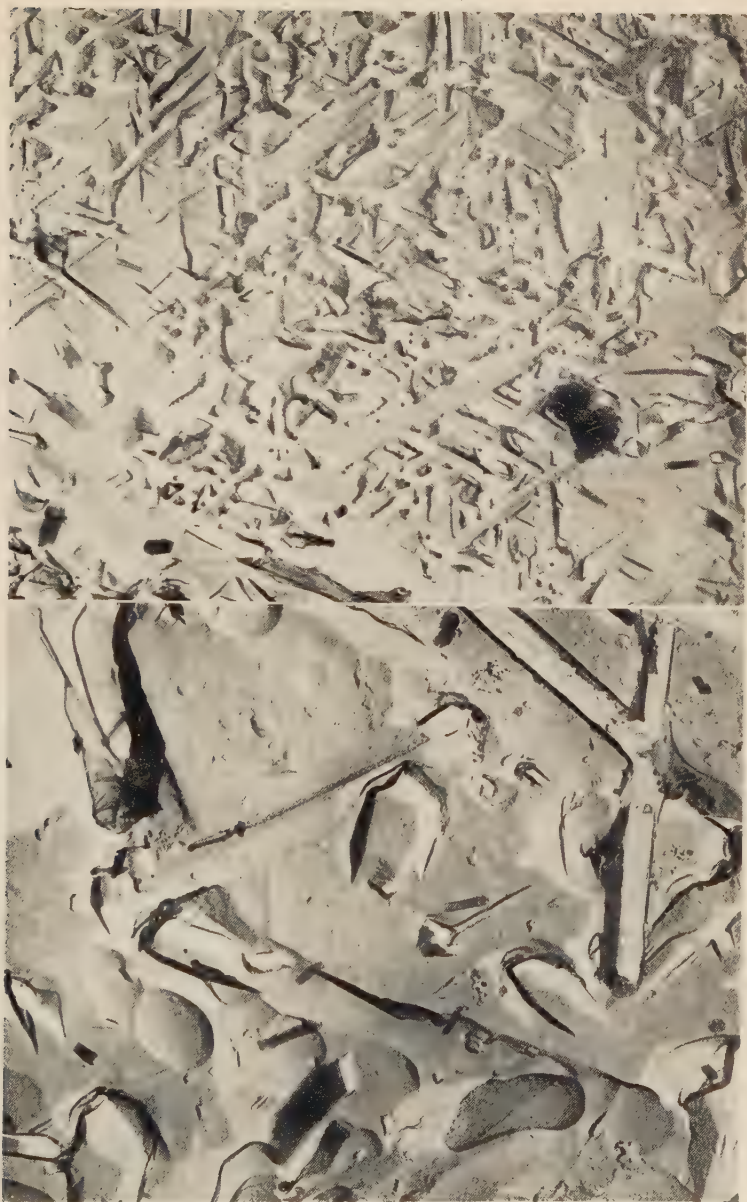
磁器素地の電子顕微鏡写真 ($\times 30,000$), 試料 SA (1300°C)

第 1 図 (2)



同左、試料 SB (1300 C)

第 1 図 (3)



同上，試料M (1300 C)

第 1 図 (4)



同上，試料K (1300 C)

3. X線粉末廻折曲線

次にこれらの試料を細かい粉末にして、Geigerflex でX線粉末廻折曲線を作成した。この際の実験条件は、X線源 $\text{CuK}\alpha$ (フィルター Ni)、電圧 30kV、電流 10mA、scale factor 8, multiplier 1, time constant 2 秒, rate 毎分 1° , divergent slit 1° , scatter slit 1° , receiving slit 0.2mm である。この結果を第2表に示す。これよりムライトが残存石英と共に残存することが明かである。このムライトは Murthy と Hummel²⁾ の記載したムライトとよく一致している。

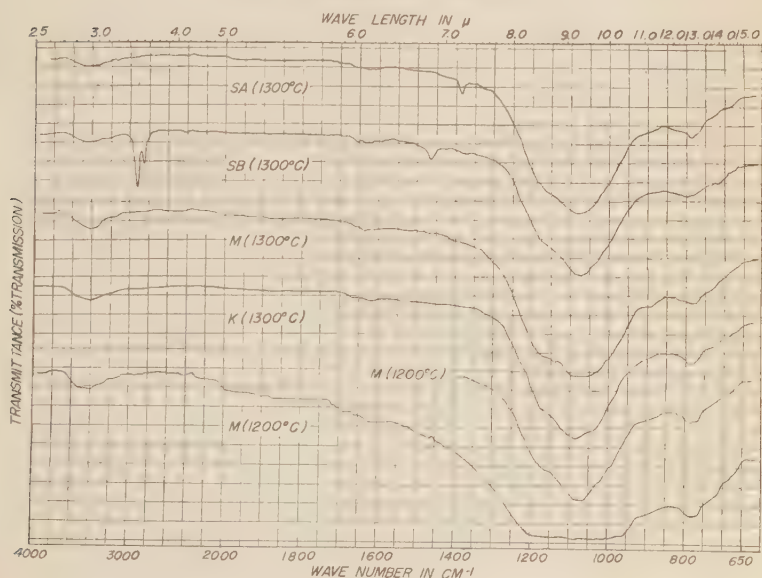
4. 赤外線吸収曲線

同じ試料を用いて赤外線吸収曲線を作成した。実験装置は Perkin-Elmer 21 型複光束自記式赤外線分光器で、KBr disk による方法である。この結果を第2図に示す。

R. Roy と E. E. Francis³⁾ はムライトを珪線石と区別する方法に赤外線吸収曲線が有効であることを述べている。即ちムライトは 9.1μ に大きな吸収曲線が表われ、又 8.6μ にこれに次ぐ吸収が見られるのに対し、珪線石では $8.45, 9.7, 10.45, 11.0, 11.3, 12.25, 13.4$ 及び 14.4μ にほぼ同大の吸収が現われる。

第2図から明かな様に、SA, SB, M, K 及び 1200°C に加熱した M の何れにも 9.3μ に大きな吸収があり、又 8.6μ にこれに次ぐ吸収が現われている。これよりこの結晶がム

第2図 磁器素地の赤外線吸収曲線



ライトであることが明かである。尙 13μ 附近の小さな吸収は共存する石英に基づくものである。

終りに臨み、この研究の試料作成に多大の便宜を与えた日本陶器株式会社釘宮太郎氏並びに研究課の各位に深謝の意を表する。又電子顕微鏡写真の撮影に協力した今野弘助手に感謝する。

引用文献

- 1) 山本登, 碍子用磁器中のムライト結晶, The world through the electron microscope (chemistry), p. 41, 1960, 日本電子光学研究所
- 2) Murthy, K, and Hummel, F. A., X-ray study of the solid solution of TiO_2 , Fe_2O_3 , and Cr_2O_3 in mullite ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$), Jour. Am. Cer. Soc., **43**, 267-273, 1960.
- 3) Roy, R, and Francis, E. E., On the distinction of sillimanite from mullite by infrared technique, Am. Min., **38**, 725-728, 1953.

鉱物学及び結晶学

8455, 轟石の新産出 Frondel, C., Marvin, U. B., Ito, J.

従来日本及びスウェーデンでしか産出が知られていなかった轟石が、世界各地で見出されつつある。キューバの Charco Redondo 産の酸化マンガン鉱 “delatorreite” 及び米国博物館所蔵下記六産地の酸化マンガン鉱はいずれも轟石であることが判明した。ポルトガル Farragudo, 濠州 Hüttenberg, サイパン島, フランス Romanèche, 米国 Sterling Hill, ブラジル Bahia. この中3個の化学分析を行いその一例は Farragudo 産: MnO_2 70.23, MnO 11.19, CaO 0.96, SrO 0.01, Li_2O 0.05, Na_2O 1.16, K_2O 0.61, MgO 3.90, CoO 0.01, Fe_2O_3 0.01, SiO_2 0.68, SO_3 0.24, H_2O 10.50, P_2O_5 0.13, MoO_3 0.05, 合計 99.73% である。轟石の化学式は $(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Ba}, \text{K}, \text{Na})_2 \text{Mn}^{4+}_5 \text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ で表わされる。X線粉末廻折データはいずれも $d=9.56\sim 9.60 \text{ \AA}$ に最強線が現われ、日本産の標準試料と一致している。DTA 曲線は 625°C 附近に吸熱ピークがある。(Am. Min., 45, 1167~1173, 1960) [長谷川]

8456, 酸化マンガンの研究 IV, 轟石 Straczek, J. A., Horen, A., Ross, M., Warshaw, C. M.

キューバ島に広く分布するマンガン鉱床中に極めて豊富に轟石を産し、現在までに鉱石として数千トンも採行されたものと思われる。Oriente 地区の Boston, Quinto, Charco Redondo 等 14 のマンガン鉱山産の酸化マンガン鉱はいづれ

も轟石を主要成分とするものである。特に Charco Redondo 産のものは嘗つて新鉱物として “delatorreite” と名付けられたものである (1952)。鉱石は凝灰岩層中に碧玉、石灰岩を伴つて胚胎し、凝灰岩は著しくモンモリロン石化している。Mn 源としては温泉作用或いは海成堆積が考えられている。轟石は柱状、繊維状或いは不規則塊状で pyrolusite, cryptomelane, manganite, psilomelane 等と共生している。6個の試料について化学分析を行つており、その一例は Quinto 産; MnO_2 72.37, MnO 10.04, CaO 2.57, SrO 0.60, BaO 1.05, Na_2O 1.30, K_2O 0.24, MgO 1.04, Al_2O_3 0.46, Fe_2O_3 0.06, SiO_2 0.95, H_2O 8.80, 合計 99.48, 比重 3.82 である。化学式としては $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Mn}^{2+}, \text{K}) (\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg})_6 \text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ が適当と思われる。又 DTA 曲線は 673°C 及び 437° に顕著な吸熱ピークが現われている。電子線廻折の結果轟石は斜方もしくは β が 90° に近い単斜晶系と判定され、X線粉末廻折データから $a=9.75$, $b=2.84$, $c=9.59 \text{ \AA}$, $\beta=90^\circ$ の値が得られた。(Am. Min., 45, 1174~1184, 1960) [長谷川]

8457, 石英-コーザイト転移 Boyd, F. R., England, J. L.

20~40kb 圧力下, $700\sim 1700^\circ\text{C}$ における石英-コーザイト転移曲線の測定を行なつた。このカーブは $P=19.5+0.0112 T$, 但し P は kb, T は温度, の式で示される。この研究を地質学に適用すると、石英は地球の深さ 100km 以内ではコーザイトには転移しないので地殻を構成している岩石中にはコーザイトは存在してないだろう。(J. Geophys.

Res., 65, 749~756, 1960) [青木]

8458, 石英—クリストパル石の変移

Chaklader, A. C. D., Roberts, A. L.

筆者等は石英—クリストパル石の変移について、 $1400^{\circ}\sim 165^{\circ}\text{C}$ の温度範囲で実験を行つた。その結果この変移はこれまで信じられていたように直接的なものではなく、中間的な変移相を持つことが明らかとなつた。この変移相は $2.30 \pm 0.005\text{gr/cm}^3$ の比重を持つ。この実験で筆者等はマダガスカル石英とブラジル石英を用いているが、両者とも分光分析によつて確認した不純物の割合は異ならないにもかかわらず、変移反応の速度はマダガスカル石英の方が早い。

変移相の大よその連続反応 エネルギーを理論的に計算し、これを適用してみると、その濃度が増加して最高値に至るまでは実験値と一致するが、この値をすぎて変移相の濃度が減少する方向に向うときは実験値は理論値からずれる。筆者等はこのことに注目し、若干の考察を行つている。(Jour. Am. Ceram. Soc., 44, 35~41, 1961) [大沼]

8459, 灰長石—オカマン石系の熱力学的解析 De Wys, E. C.

筆者は実験的に決定された灰長石—オカマン石系 (DeWys 及び Foster, 1956) についての熱力学的な考察をこころみた。それによるとこの系における熔融相はイオンの性質を持つものと推定される。したがつてこの系の液相の關係は電離度の値から理論的に決定することができるであろう。実際に熱力学的計算を用いて算出した理論値は Hant Hoff factor を 2 とした場合に実際値とほぼ一致する。このような珪酸塩熔融相においては灰長石は Ca^{2+} と $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)^{2-}$ のイオンに電離していると考えられる。

このように熱力学的計算によつて実験的に得たオカマン石の液相線を再現することが可能である。この存在すると云う考えをうらずけるもので、オカマン石が 1325°C 以下で不安定になる (Osborn 及び Schairer 1941) と云うような主張を証明することにはならない。(Min. Mag., 32, 644~649, 1960) [大沼]

8460, 沃化メチレン重液の新稀釈液 dimethyl formamide Meyrowitz, R., Cuttitta, F., Levin, B.

CH_2I_2 重液の稀釈液として先に dimethyl sulfoxide ($(\text{CH}_3)_2\text{SO}$) が優れていることを紹介したが (本欄 8350), 同著者等により新に n, n-dimethylformamide (DMF), $\text{HCON}(\text{CH}_3)_2$, が稀釈液として更に便利であることが見出された。即ち $(\text{CH}_3)_2\text{SO}-\text{CH}_2\text{I}_2$ 重液は保存中血赤色に変色する欠点があるが、DMF- CH_2I_2 重液では銅片と接触させておけば変色のおそれはなく数カ月の保存で淡黄色となるだけである。又 10 数回の分離操作を行つても比重の変化は少く 0.02 程度の増加がみられるだけである。DMF の沸点は 153°C , 蒸気圧も低く (5.0mm. Hg, 30°) 毒性も少い。但し皮膚にふれさせたり、蒸気を吸入しないように注意する必要がある。アセトンや水に溶解する。重液選別後の試料はアセトンで洗滌し、洗滌液を多量の水と混合することにより CH_2I_2 を回収できる。(Am. Min., 45, 1278~1280, 1960) [長谷川]

岩石学及び火山学

8461, スケルガード貫入岩体の主成分元素の変化 Wager, L. R.

スケルガード貫入岩体の layered

series と upper border group の再分類を行ない、各 zone の厚さ及び構成鉱物の組成を示している。多数の化学分析値を酸化物—layered series の高さの変化図に点示し成分変化を述べている。即ち SiO_2 , CaO , Na_2O は殆んど変化なく、 Al_2O_3 , TiO_2 は少しづつ減少し、 Fe_2O_3 と K_2O はやゝ増加する、最も変化の著しいのは FeO と MgO であり、前者は連続的に下部から 2400m まで急速に増加し、それ以後はやゝ減少する、一方 MgO はやゝ急激に連続的に減少する。hidden zone の組成及び量を急冷斑礫岩（本源マグマ）の組成、layered series の量、 TiO_2 及び P_2O_5 の量から推定している。本源マグマの分別晶出作用による残液の化学組成を計算し、これを $\text{Ab}/\text{Ab}+\text{An}$, $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mn}}$ 図、 $\text{Mg}-\text{Fe}+\text{Mn}-\text{Na}+\text{K}$ 図に点示し、マグマの分化について議論している。(Jour. Petr., 1, 364~398, 1960) [青木]

8462, Skaergaard 貫入岩体のウルボスピネル Vincent, E. A.

Skaergaard 貫入岩体の斑礫岩中にはチタン鉄鉱と含チタン磁鉄鉱が晶出分化の早期には間隙充填鉱物として、晚期には primary precipitate として存在している。ウルボスピネルは primary precipitate の含チタン磁鉄鉱から離溶して析出し、下部橄欖石斑礫岩の頂部近くから、中部斑礫岩、更に鉄斑礫岩 (layered series の 2350m) まで認められ、それより高い所の岩石中には発見されない。磁鉄鉱から離溶するのは早期にはウルボスピネルのみか或いはチタン鉄鉱、後にウルボスピネル 或いはチタン鉄鉱のみが析出する、しかし含チタン磁鉄鉱の総化学組成はマグマとの酸化—還元平衡をたもち、徐冷却によつて変化する。

特に中部斑礫岩には非常に細いチタン鉄鉱をもつた磁鉄鉱があり、このチタン鉄鉱はウルボスピネルが固相分離線以下で酸化作用によつて変つたものと考えられる。鉄斑礫岩の磁鉄鉱のあるものには2種のチタン鉄鉱の離溶片が認められる、幅の広い明確なものは比較的高温で直接離溶したものであり、明確でない細いものはウルボスピネルとして析出し、晩期の酸化によつてチタン鉄鉱に変つたものである。

またスケルガード貫入岩体の典型的な磁鉄鉱—ウルボスピネル連晶の化学分析を示している。(N. Jb. Miner., Abh. 94, 993~1016, 1960) [青木]

8463, Minnesota, Duluth の Endion シル Ernst, W. G.

Endion シルは Minnesota 州、Duluth にあり、厚さ 1500-ft、Keweenawan flow の間に貫入している。下部から上部に向つて岩種は輝緑岩—花崗閃緑岩—グラノファイアー（アグメロ岩）へと漸移している。花崗閃緑岩とグラノファイアーは岩体の約 40% を占めている。グラノファイアーは輝緑岩シルトは全く別個に進入したか又は複合シルとも考えられるか、グラノファイアーと花崗閃緑岩中のクリプトパーサイトから玄武岩マグマの分別晶出作用によつて生じたものと考えられる。Endion シルの単斜輝石は成分変化に乏しく、また長石の部分に鉄の濃集が認められない、これは H_2O の濃集とこれによつて晶出作用の間に酸素分圧が殆んど一定であつたことに帰因する。またアルカリ長石と $\text{KFe-Si}_3\text{O}_8$ の固溶及び固相分離線以下に於て赤鉄鉱が離溶しているのもこの機構によるものと考えられる。(Jour. Petr. 1, 286~303, 1960) [青木]

8464, 第三紀酸性ガラス質火山岩中の長石 Carmichael, I. S. E.

英国及びアイスランドの第三紀酸性ガラス質火山岩中の長石斑晶の光学的研究を行ない、またアノーソクレス1個を含む6個の長石の新分析を行なった。これらの長石はすべて高温型に属している。斑晶斜長石成分と残液ガラスのノルム長石成分を Bowen の合成曹長石—灰長石系の図に点示すると、各々は固相線と液相線上に落ち、はゞ平衡条件下で晶出作用が行なわれたことを示している。マグマの組成は Or-Ab-An 系の長石固相線の下に点示されるが、この酸性マグマの温度降下によつて最初に斜長石が晶出し、この鉱物は約 5% の Or を含む。晶出作用が進むにつれて斜長石斑晶は Ab に富み、マグマは化学組成を変え、Or-Ab 系の cotectic point の方へ移動する。残液の組成が cotectic point に達する少し前にサニイデンが晶出し始め、これは分化が進むにつれて Ab が多くなり、一方斜長石はアノーソクレスに変わり、次第に Or に富みはじめ、最晩期には cotectic point に達する。(Min. Mag., 32, 587~608, 1960) [青木]

8465, 斜長石系の構造的連続性とその岩石学的意義 Isokh, E. P., Kazitzin, Yu. V.

天然斜長石系列中の構造的連続性について、その証拠と例が挙げられている。

Ab-An 系列の不連続性は、lattice parameter (b, c, γ) の不連続的变化、2V 曲線の (+), (-) の転移、或いは生成熱の相違によつて、明らかであり3つの type に分けられる。

(1) Albite type (An0~30-35%)

- (a) true isomorphism の領域 (An0~5%)

- (b) immiscibility (peristerites) の領域 (An5~17%)

- (c) true isomorphism の領域 (An17~30-35%)

- (2) Intermediate type: Ab 構造の層と Ab 構造の層が互層をなしている (An30-35~70%)

- (3) Anorthite type (An70~100%)

- (a) body centered lattice (An 70%~)

- (b) primitive lattice (An 100% 以下)

Ab-An 系列の不連続性を示す例として、ミャオチャン山脈 intrusive series 中の斜長石の段階的な zoning を挙げている。(Mem. All-Union Min. Soc., 3, 247~260, 1959) [千葉]

8466, California, 北部 Berkeley Hills, 藍閃石片岩中の lawsonite と pumpellyite Cavis, G. A. 附 lawsonite の X 線結晶学 Pabst, A.

北部 Berkeley 丘陵地の藍閃石片岩中には脈状或は層状に lawsonite が異常に発達している。蛇紋岩中に構造的団塊として存在する藍閃石片岩は少なくともその一部は eclogite の後退変質作用に依つて生じたものと思われる。片岩中の lawsonite に富んだ層状部と脈状鉱物として産する lawsonite と pumpellyite とは藍閃石化変成作用の条件下で変成作用に依つて生成されたものと思われる。

準安定な六方晶系 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ への lawsonite の熱転移は長時間加熱することにより 410°C の低温度で起る事が分つた。 700°C 附近では1時間乃至それ以下で完全に転移が行われる。 410°C から 700°C 間の温度では一部の転移は起るが残りの lawsonite は長時間その儘で残

る。転移の起り始めと終りを見るには粉末法より、単結晶法の方が鋭敏である。(Am. Jour. Sci., 258, 689~704, 1960) [植田]

8467, 中央日本, 三波川結晶片岩中の jadeite Seki, Y.

中央日本に帯状に分布する三波川変成岩帯の低変成度の部分の泥質、砂質、塩基性結晶片岩中に jadeite が産する。片岩中に於ける jadeite と石英との安定組合せは温度が 200~300°C, 圧力は 6~12 kilobars と思われる。Na に富んだ斜長石、ローソン石、緑簾石、藍閃石、陽起石、緑泥石と jadeite との組合せは含 jadeite 塩基性片岩中に普通であるが、白雲母はその岩石中には寧ろ稀である。含 jadeite 泥質、砂質片岩では jadeite, ローソン石、緑泥石, Na に富んだ斜長石、石英、白雲母の鉱物組合せが普通で、藍閃石、陽起石、緑簾石、pumpellyite、方解石は存在しない。之等岩石の鉱物組合せの相異は原岩の塩基性火山岩と泥質、砂質堆積岩との間の化学組成の差に起因するもので、 $(Al, Fe)_2O_3-CaO-(Mg, Fe)O-Na_2O$ の4成分図表で現わせば前者の岩石は jadeite, Na に富む斜長石、ローソン石、緑簾石、陽起石、緑泥石、藍閃石で囲まれる範囲で、又後者の岩石は jadeite, ローソン石、緑泥石白雲母で囲まれる範囲でその鉱物組合せを現わす事が出来る。(Am. Jour. Sci., 258, 705~715, 1960)

[植田]

8468, 西南日本柳井地方の領家片麻岩と花崗閃緑岩類の構造岩石学的研究 岡村義彦

西南日本内帯の南縁部に当る柳井地方はその大部分が領家変成岩類及び種々の花崗閃緑岩より成り、変成岩類の殆どは

珪質の縞状片麻岩で、之に少量の泥質岩、角閃岩、結晶質石灰岩を伴う。花崗閃緑岩類は古期と新期のものに分類出来る。縞状片麻岩は花崗岩化作用と融合岩化作用に依つて漸次片麻岩質花崗閃緑岩に移り変る。褶曲軸面は一般に互に平行で圧碎面と一致する。古期花崗閃緑岩は通常 foliation と lineation が明瞭で、その方向性は縞状片麻岩のそれ等と整合的でまた調和的である。新期花崗閃緑岩は縞状片麻岩及び古期花崗閃緑岩の構造を不整合的に切る。地質構造と地史の解明を目的として 12 試料の岩石に就いて岩石構造解析を行つた結果は肉眼的な観察に依る構造と一致している事が分つた。

(Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, 3, 143~213, 1960) [植田]

8469, Ireland, Connemara の縞状角閃岩 Evans, B.W., Leake, B.E.

Ireland 西部, Connemara 片岩系の一部は縞状角閃岩によつて構成される。この縞状角閃岩は当然角閃石と斜長石を主要構成鉱物とするが、単斜輝石、緑泥石、絹雲母、柘榴石、石英などを多く含む場合もある。縞状の外観は角閃石、斜長石の各々に富む部分の alternation による。この縞状角閃岩 33 個の主要成分の化学分析値、これより求めたノルム、ニグリ値、微量成分の分光分析値、鉱物容量比を掲げ且つ組成鉱物の性質を調べている。又単純な鉱物組成を有する角閃岩を選び、その化学組成から 10 個の角閃石の化学組成を計算により求めている。更に前述の種々の結果から多様な図を挙げ、玄武岩類その他と比較し Connemara の縞状角閃岩について次の様な結論を述べている。

縞状の特徴は原岩のそれと関係なく、構造及び変成の過程の結果である。角閃

石は普通角閃石で、劈開片の最大屈折率 γ' の増加は mg の減少と共に $2V_x$ の減少を伴う。褐色角閃石類は緑色のそれよりも Ti に富み、且つ高変成度相に現われる。斜長石は広い範囲の成分にわたるが、一般には中性長石である。単斜輝石はサーライト—鉄サーライトであり、柘榴石は一般の角閃岩類のそれより Mn に富んでいる。縞状角閃岩の化学組成とその変化径路は、カールの粗粒玄武岩のそれらと良く似ており、ニグリ値及び微量成分もこの角閃岩類が堆積岩源とはみなしがたく、ややソーダに富む玄武岩質の熔岩及び凝灰岩源であろう。(Jour. Petr., 1, 337~363, 1960) [大貫]

8470, Ceylon, Polgahawela 附近の片麻岩中の鋼玉 Cooray, P. G., Kumarapeli, P. S.

セイロン島, Polgahawela 附近の Gangoda では charnokite と細粒黒雲母片麻岩が分布する。黒雲母片麻岩は珪質岩をうすく伴い。且つベグマタイト脈に諸所にて切られている。この片麻岩中に黒雲母—珪線石—鋼玉片麻岩が極めてうすい帯状分布をなす。これはベグマタイト脈に切られると、その部分では鋼玉がみられない。鋼玉は自形にて淡青色を呈し、比重 4.02, $No=1.770$ である。鋼玉の生成には SiO_2 に乏しく、 Al_2O_3 に富むことが必要である。この鋼玉は変成分化作用によるもので、黒雲母片麻岩中の Al_2O_3 の migration と diffusion に帰因する。過程としては片岩中の柘榴石変斑晶の形成と同様である。ベグマタイト脈に切られる部分に鋼玉を欠くことは、単に部分的な Al_2O_3 の量の変化か或は含鋼玉帯からベグマタイトへの Al_2O_3 の migration による。(Geol. Mag., 97, 480~487, 1960) [大貫]

金属鉱床学

8471, Alaska Juneau 金鉱床 R. G. Wayland

Alaska Juneau 金鉱床は Triassic 又はそれ以前の Perseverance slate 中にある石英脈に伴う金鉱床である。鉱床は数吋から 2~3 呎巾で数~数 10 呎の長さの不規則レンズ状鉱脈群よりなり、個々の鉱脈は連続性はないが、鉱化帯として連続し、鉱化帯は千枚岩中の斑禰岩及び green stone の小岩脈の多い区域と一致する。母岩は強い変質作用を受けた部分では褐色黒雲母、鉄白雲石、白雲母、石英、曹長石を生じている。

Au の僅少のものが脈からはなれた変質火成岩中にあるが、殆ど石英脈中に限られる。他の硫化鉱物特に磁硫鉄鉱は脈中よりむしろ変質された火成岩及び千枚岩中に多い。随伴する金属鉱物は黄鉄鉱、白鉄鉱、硫砒鉄鉱、磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱、四面銅鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、針鉱、鏡鉄鉱、金等で、脈石は黒雲母、鉄白雲石が主で他に緑泥石、柘榴石、鉄雲母、曹長石、菱鉄鉱、方解石、菱マンガン鉱、電気石、金紅石等である。

鉱化帯には zoning が見られ、北西より南東に向い、磁硫鉄鉱から、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、硫砒鉄鉱へと主要鉱物の量比を変化し、それにつれ北西部では石英脈も太く Au/Ag は 7:1 であり、南東に向うにつれ脈も小脈にわかれ、1.5:1, 1:1 と変化し、南東端の鉱床では Ag は Au の数倍となる。この鉱化帯内の鉱床は北西から南東に向い、hypothermal から mesothermal へと移行する。(N. Jb. Miner., Abh. 94, Festband Ramdohr, 267~279, 1960) [鈴木]

8472, South-Greenland, Ivigtut の氷晶石鉱石の共生関係 Pauly, H.

Greenland の氷晶石については古くから研究が進められているが、著者はこれと共生する閃亜鉛鉱を地質温度計として適用し、その生成温度を推定している。産出鉱物は氷晶石、菱鉄鉱、石英、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、螢石を主とし、車骨鉱、閃安鉛鉱、四面安銅鉱、磁硫鉄鉱、硫砒鉄鉱、黄錫鉱、輝水鉛鉱、バレー鉱、磁鉄鉱、キューバ鉱、硫砒銅鉱その他を伴う。閃亜鉛鉱中には FeS 11.20~16.51% を含むほか CdS 0.19~0.22%, CuS 0.14~5.43 を含有し、これを Kullerud 法に適用すれば 510°~590°C の値を示す。また閃亜鉛鉱には懸滴状黄銅鉱、黄銅鉱中には星形閃亜鉛鉱が観察される。しかし、氷晶石-菱鉄鉱に伴う石英は一般に低温性の結晶形態を示しており、氷晶石自身の生成温度は 590°C 以下と推定されるにしても、まだ多くの疑問が残されている。(N. Jb. Miner., Abh. 94, Festband Ramdohr, 121~139, 1960) [阿部宏]

8473, 硫化鉱体の酸化作用, 1. Eh 及び pH 条件 Sato, M.

風化作用を受けやすい所と、受けがたい深部での、酸化電位と、pH 値について、硫化鉱体の酸化作用を、3つの面から研究した。即ち、鉱山地域の天然水の Eh 値と pH 値とを、野外及び坑内で測定し、又鉄及びマンガン塩の水溶液の空気酸化について実験し、天然の系で、化学的鉱物学的な要因について、理論的に考察した。風化地帯の酸化電位は、酸素の還元機構が非常に関係することがわかった。水溶液では酸素が還元される途中で過酸化水素が生成し、この過酸化水素は、天然の系の中に普通に存在している種々

な元素が触媒的に働き、酸素と水とに分解する。 H_2O_2 と O_2 との間にはこのような可逆反応があるので、風化地帯の酸化電位は $H_2O_2-O_2$ の一対の酸化還元電位、 $Eh = 0.682 - 0.591 + 0.0295 \log \frac{Po_2}{H_2O_2}$ によつて左右される。深い所での酸化電位は、岩石中に普遍的に存在する鉄イオンの酸化還元機構が大きく左右し、その下限は magnetite の酸化還元電位に相当し、上限は siderite の加水分解による酸化電位の最大値になる。又それぞれの pH 値の範囲は、第 1 鉄イオンの酸化電位で与えられる pH 値が下限となり上限は、 $CO_2-CaCO_3-H_2O$ 系の平衡を考慮して約 pH 10 以下となる。(Econ. Geol., 55, 928~961, 1960) [梅原]

8474, 滑石鉱床の成因的研究 Uchida, Y.

滑石鉱床には日本に見られるような蛇紋岩源のものと、満州朝鮮のマグネサイト源との両者がある。筆者の研究した四国・九州の滑石鉱床は、蛇紋岩源のものであり、これを (1) 酸性深成岩の熱変成作用によつて生成した滑石鉱床、(2) 酸性深成岩の熱水変成作用によつて出来た滑石鉱床、(3) 主として動力変成作用によつて出来た滑石鉱床に分類し、各々の特徴・変成帯の配列・その構成鉱物・化学成分の変化・滑石化作用の時期・鉱床生成温度・鉱床生成過程などについて詳細に論じている。(Mem. Ehime Univ. sect. 3, 4, 1~127, 1960) [山岡]

石油鉱床学

8475, 石油生成の化学的一面 Hanson, W. E.

石油の根源は動植物自体により造られ

る炭化水素類を根源としない (N. P. Stevens (1956) 一派の考えを支持する)。この考えは最近米国に於て増加しつつあり注目すべきことである。原油中には一般に aromatic hydrocarbon が 20 ~ 30% も含まれているが、現世堆積物中にはこれが極めて少ない。また現世堆積物では、海成、淡水成を問わず、aromatic の組成が石油のものと較べて非常に簡単である。炭化水素が現世堆積物中に存在するのは事実であるが、地質学的に石油根源堆積物と考えられない堆積物中に存在するのも事実である。上述の見地から次の如きものを石油根源物質とみなし、その化学組成、変化の考察を与えた。lipid (脂質) は 200°C 以下で種々の aromatic hydrocarbon を生じ、この変化は自然に於ても起り得るだろう。特に carotenoid は何千年もの長期間にわたり堆積物中に残存し、これが低温の pyrolysis で種々の aromatic に変化することが知られている。脂肪酸は昔から石油根源物として認められているが、これも低温で変化し、種々の polycyclic な naphthenic, aromatic hydrocarbon に変化し易い。原油中の naphthenic, aromatic hydrocarbon の説明に都合よい。蛋白質は従来簡単に分解されると考えられていたが、Abelson (1954) により、アミノ酸が地質時代堆積物中に存在することが発見された。処がアミノ酸は低温度分解でアミノ基が除去され、pentane からすべての炭化水素に相当する構造を生ずることが知られている。これは原油中の paraffinic hydrocarbon の説明に都合がよい。(Researches in Geochemistry, New York, 104~117, 1959) [田口]

8476, Gulf Coast 地域の post-Eocene にみられる contemporaneous fault Hardin F. R., Hardin,

G. C.

Gulf Coast の post-Eocene の地層には、数多くの contemporaneous fault がみられる。これは、“depositional faults”, “progressive faults” ともよばれたものである。何れも、下盤側に地層の厚さが増加し、且つ若い地層ほどよくこれが発達しており、各の fault block の上位の地層の分布や形は、漸次下の堆積面のそれに支配されている。Gulf Coast area では、Jurassic flexure, Gulf Cretaceous flexure, Wilcox (Eocene) flexure, Vicksburg (Oligocene) flexure 及び post-Discobis (Miocene) flexure がみとめられるが、この種の断層群は、Vicksburg flexure から downdip の方にあたる、湾岸に平行する構造帯にかざられている。この flexure zone は shelf break (shelf edge) を切つて堆積物が、傾斜と厚さを増加するような down dip zone に相当しており、これが Gulf Coast の大半の Cenozoic beds にまで反映させて、広域的な contemporaneous fault が分布するようになったものである。他方 Gulf Coast 地域の地層の堆積速度は、Cretaceous 以後、次第に増加しており、各時階の最大値でみると Eocene では 2cm (100 年につき、以下同)、Miocene で 8.1cm, Pleistocene・Recent で、12.2 cm である。この地域の contemporaneous fault の存在は、この堆積速度の増加と沈降作用とに関係するものと考えられる。要するにこの地域の普遍的な comp. fault は, piercement type の岩塩ドームに関係したものを除けば、Kuenen の云う “ont-building” に属するもので、slumping により、前述の flexure zone に沿うて形成されたものである。(Bull. Amer. Assoc. Petrol., 54, 238~248, 1961) [加藤]

投稿規定

投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書、英文原稿はタイプライトすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮小するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため、著者名、表題、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年等の順に記すこと。
4. 別刷は 30 部まで経費を学会で負担するが、それ以上は実費を著者が支払うこと。

昭和 36 年度本会役員

会 長 河 野 義 礼

評議員 石川俊夫、上田潤一、牛島信義、大森啓一、片山信夫、加藤磐雄、兼子 勝、久野 久、斎藤 仁、三枝守維、柴田秀賢、鈴木廉三九、須藤俊男、末野悌六、千藤忠昌、竹内常彦、冨田 達、根本忠寛、野田真三郎、原田準平、早川典久、堀越義一、本多共之、増井淳一、待場 勇、八木健三、吉木文平、吉沢 甫、吉村豊文、渡辺武男（五十音順）

前会長及び前幹事 渡辺万次郎、伊藤貞市、石井清彦、鈴木醇、坪井誠太郎

本誌抄録欄担当者（五十音順）

青木謙一郎	秋月 瑞彦	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫
上野 宏共	牛島 信義	梅原 嘉明	宇留野勝敏	大貫 仁
大沼 晃助	大森 啓一	折本左千夫	加藤 磐雄	蟹沢 聰史
河野 義礼	北代 吉宏	今野 弘	島 敬史	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	千葉とき子
長谷川修三	松本 陸士	山岡 一雄		

昭和 36 年 5 月 1 日 印刷

昭和 36 年 5 月 5 日 発行

発行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③ 5111（内線311）〕
編集兼発行者 大 森 啓 一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③ 2027〕
笹気出版印刷株式会社
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕
本会会費 一カ年分 1,000 円（前納）
本誌定価 一 部 150 円（会員外）
© 1961

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

Variations in radioactivity and chemical elements across igneous contacts	Z. Hatuda and S. Nishimura
Petrology of the granitic rocks which constitute the basements of the green tuffs in the borderland of the Japan Sea of the Tohoku district, Japan	K. Miyagi
The so-called "quartz basalts" from Iki island	Y. Oji
On the opal-jasper from the Matsuo mine	T. Suzuki
Mullite in porcelain bodies	K. Omori and T. Nakashima
Notes and news.	

Announcements from the Association, etc.

Abstracts:

Mineralogy and crystallography. New occurrence of todorokite, etc.

Petrology and volcanology. The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion, etc.

Sci. of metallic deposits. The Alaska Juneau gold ore body, etc.

Sci. of petroleum deposits. Some chemical aspects of petroleum genesis, etc.

Published monthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan